ACTA GEOLOGICA POLONICA
VOL. VII WARSZAWA 1957 No. 2

EDWARD PASSENDORFER

Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek

TREŚĆ: Wstęp — Opis odkrywek — Stratygrafia i geneza serii koperszadzkiej — Zagadnienie czerwonej barwy serii koperszadzkiej — Podsumowanie i wnioski — Literatura cytowana

WSTĘP

Nie ma serii skalnej w Tatrach, a zapewne niewiele jest takich serii w ogóle, której interpretacja przechodziłaby takie metamorfozy jak zlepieniec koperszadzki.

Pierwszą wzmiankę o tym zespole skalnym spotykamy u V. Uhliga (1897), który opisał w grani idącej od Jagnięcego ku Przełęczy Pod Kopą, na niewielkiej przełączce poniżej progu zbudowanego z piaskowców kwarcytycznych werfenu, serię skalną zbudowaną z grubych otoczaków granitowych w dole a utworów piaszczysto-mulastych wyżej, przechodzących dość raptownie w piaskowce kwarcytyczne. Zlepieńce — zdaniem Uhliga — reprezentują utwór abrazyjny morza, które wtargnęło w Tatry. Zlepieńce i piaskowce kwarcytyczne zaliczył Uhlig do permu, czerwone łupki przykrywające piaskowce stanowiłyby przejście do triasu.

Serią tą zajął się później M. Limanowski (1903), który do literatury wprowadził pojęcie zlepieńca koperszadzkiego. M. Limanowski, który rozpatrywał zagadnienia geologiczne zawsze na tle ich powiązań paleogeograficznych, zakwestionował koncepcję Uhliga, widząc w zlepieńcu produkt zsuwu materiału, który na jakimś zboczu górskim ulegał wietrzeniu. Czerwona barwa osadu miała być dowodem laterytowych procesów zachodzących w klimacie gorącym i wilgotnym. Zlepieńce — zdaniem Limanowskiego — przechodzą stopniowo w piaskowce kwarcytyczne werfenu. M. Limanowski podkreślił jednak różnice petrograficzne obu serii, widząc w piaskowcach kwarcytycznych werfenu utwór pochodzenia morskiego.

Cz. Kuźniar (1913) zainteresował się zlepieńcem z punktu widzenia możliwości jego laterytowego pochodzenia. Analiza nie wykazała w zle-

pieńcu obecności hydrargilitu, charakterystycznego składnika lateryt
składnik ten jednak, jak zaznaczyła M. Hamerska (1923) mógł późni
ulec wymyciu. Jego brak nie dowodzi jeszcze, że na obszarze tym nie za
chodziło wietrzenie laterytowe.

Sprawę zlepieńca koperszadzkiego poruszyła z racji opracowani
utworów triasowych na Skrajnej Turni M. Turnau-Morawska (1947). Ni
mając jednak możności zbadania tej serii w grani Jagnięcego, rozważy
musiała analogie i różnice serii skalnej leżącej pod werfenem Skrajne
Turni i werfenem Koperszadów jedynie na podstawie danych z literatur

Zlepieniec koperszadzki jak i leżące na nim piaskowce wyżej wy
mienieni autorzy wiązali razem jako permotrias.

Najobszarniej zagadnieniem zlepieńca koperszadzkiego zajął si
St. Sokołowski (1948), który przede wszystkim wykazał, że zlepieńce wy
stępują nie tylko w miejscu znanym Uhligowi, ale także w kilku innyc
punktach w postaci mniej lub więcej wydłużonych pasów czy soczewe
ściętych przez piaskowce zlepieńcowate werfenu. Zlepieniec koperszadz
ki wypełnia jakby zagłębienia czy kieszenie w granicie i — zdaniem
St. Sokołowskiego — mógłby odpowiadać werrukanu Zachodnich Kar
pat. Kwestii tej nie uważał jednak za rozstrzygniętą. Zwraca on uwagę n
znaczne różnice w wykształceniu obu tych utworów. Zlepieniec koper
szadzki umieszcza ze znakiem zapytania w permie a leżące wyżej pia
skowce kwarcytyczne w werfenie. Pomiędzy zlepieńcem koperszadzkim
a werfenem istnieje — zdaniem St. Sokołowskiego — nagła zmiana se
dymentacji, jeśli nie przerwa. Odnośnie do genezy zlepieńca przypuszcz
St. Sokołowski, że materiał nie odbył długiego transportu ani selekc
oraz podkreśla w spoiwie łączącym bloki obecność ostrokrawędziste
gruzu. Z faktu występowania w piaskowcach kwarcytycznych werfen
dużych otoczaków wnosi, że musiała je przynieść woda i zaznacza, że po
glądy na genezę przynajmniej części tej serii będą musiały być poddan
rewizji. W sprawie charakteru kontaktu werfenu z serią koperszadzk
nie wypowiada się.

Zagadnieniem zlepieńca koperszadzkiego i nadległej serii zająłem
się w roku 1948 i 1949. W wyniku tych badań opublikowałem w roku 195
krótką rozprawę, w której podtrzymując przypuszczenie St. Sokołow
skiego przedstawiłem moje poglądy na tę sprawę, jak również na za
gadnienie pochodzenia piaskowców werfeńskich. Zlepieniec koperszadz
ki jest, jak to starałem się wykazać, niewątpliwie odpowiednikiem czaso
wym werrukana a jego różnice w stosunku do werrukana Niżnich Tat
wynikają z faktu, że stanowi on zaledwie dolny fragment tej serii, któr
ocalał przed erozją werfeńską. Z charakteru otoczaków wnosiłem o trans
porcie wodnym osadu, choć bardzo niedalekim. W zlepieńcu koperszadz
kim wyróżniłem część dolną, zlepieńcowatą i górną, gliniastą i całość na

wałem serią koperszadzką. Z faktu, że w wyżej leżącym kompleksie piaskowców werfeńskich brak elementów pochodzących z trzonu krystalicznego Tatr, wnosiłem, że w czasie permu cały teren był pokryty przez utwory typu werrukana, które dały materiał na powstanie werfenu. Analizując kontakt obu serii a mianowicie — powierzchnię dolną piaskowców werfeńskich na ich zetknięciu z serią koperszadzką, stwierdziłem, że powierzchnia ta, wybitnie nierówna, wykazująca obecność żeber i bruzd, stanowi odlew górnej powierzchni serii koperszadzkiej, która ulegała rozmywaniu. Charakter tej powierzchni i brak jakichkolwiek prążków czy poślizgów na dolnej powierzchni piaskowców werfeńskich upoważnił mnie do postawienia tezy, że kontakt werfenu z serią koperszadzką jest natury sedymentacyjnej i że wobec tego werfen leży na miejscu. Na zasadzie analizy otoczaków jak i interpretacji opublikowanych analiz wypowiedziałem pogląd, że utwory werfenu są w całości osadem rzecznym a nie eolicznym, jak to przypuszczali badacze uprzednio, a ponadto, że materiału na powstanie tych utworów dostarczyły głównie utwory werrukana, które uległy zupełnemu zniszczeniu z wyjątkiem ocalałych strzępów tych osadów na grani Jagnięcego.

Pośrednim potwierdzeniem tych poglądów było znalezienie ostatnio przez M. Turnau-Morawską (1955) w utworach werfeńskich fragmentów tufów i skał wylewnych podobnego typu, jakie spotykamy w werrukanie Karpat Słowackich.

Jak zatem z tego przedstawienia wynika, wszyscy badacze bez wyjątku, od Uhliga począwszy, uważali zlepieniec koperszadzki za utwór osadowy. Różnice poglądów wyrażały się w różnym określeniu wieku oraz w różnym ujęciu genezy tej serii, od utworów morskich poprzez zsuw zwietrzelinowy, aż do osadów typu fanglomeratu.

Z tezą najzupełniej odmienną tak co do wieku jak i genezy opisywanej serii wystąpił ostatnio A. Michalik (1956). W pracy tej autor zakwestionował dotychczasowe obserwacje i wnioski z nich wynikające i postawił tezę, że zlepieniec koperszadzki jest brekcją tektoniczną w związku z nasunięciem werfenu na trzon krystaliczny w czasie fałdowań alpejskich Tatr. W tym ujęciu oczywiście i związana z werfenem cała seria wierchowa nie leżałaby na miejscu, ale zostałaby nasunięta na trzon krystaliczny. Podstawą tej radykalnej zmiany poglądów były obserwacje struktury niektórych skał serii koperszadzkiej z pominięciem obserwacji kontaktu serii koperszadzkiej i werfenu oraz bez podania profilów, które rzucają bardzo wyraźne światło na charakter wspomnianej serii. Autor w szlifach mikroskopowych stwierdził, że tak otoczaki jak i spoiwo noszą cechy silnie strzaskanego granitu, w którym zachodził szereg procesów hydrotermalnych. Jednym z nich była hematytyzacja całej serii wywołana nasunięciem, co pociągnęło za sobą wędrówkę z głębi związków

żelaza. Czerwona barwa nie jest więc wynikiem wietrzenia granitu w warunkach wietrzenia lądowego, ale została wywołana przenikaniem roztworów z głębi. Autor nie stwierdza różnicy między spoiwem a blokami, które nie zostały złożone na skutek transportu wodnego, lecz powstały na miejscu w wyniku kulistego wietrzenia granitu. Moje twierdzenie, że werfen leży na miejscu, czego dowodzi charakter dolnej powierzchni piaskowców werfeńskich wykazującej żebra i bruzdy, których nie ma absolutnie na dolnych powierzchniach piaskowców leżących wyżej ponad kontaktem z serią koperszadzką, autor odrzuca, twierdząc, że powierzchnia ta powstała na skutek wietrzenia a nie na skutek osadzenia jej na nierównej powierzchni serii koperszadzkiej. Na podstawie swych obserwacji autor twierdzi, że zlepieniec koperszadzki jest wynikiem tektonicznego kruszenia skał podłoża krystalicznego i z tej przyczyny musi być uznany za brekcję. Leżąca w stropie zlepieńca glina powstała w wyniku zupełnego zmielenia granitu. W tym ujęciu nie ma w Tatrach skał wieku permskiego, będących odpowiednikiem werrukana, a bezpośrednio na krystaliniku leżą piaskowce i zlepieńce kwarcytyczne werfenu. Nasunięcie to — zdaniem A. Michalika — nie musi wynosić kilkadziesiąt czy kilkanaście kilometrów, autor nie określa jednak bliżej amplitudy mówiąc, że wystarczy niewielkie przesunięcie by tego rodzaju struktury mogły powstać. Nie wiadomo, czy autor ma na myśli rząd kilku kilometrów czy tylko setek metrów.

Tak wygląda w obecnej sytuacji istota zagadnienia, które ma kluczowe znaczenie nie tylko dla geologii Tatr, ale i dla Karpat Centralnych, gdyż wiąże się tak z tektoniką jak i paleogeografią tego terenu. Jakkolwiek jest i było dla mnie rzeczą zupełnie jasną, że teza A. Michalika utrzymać się nie da, bo stoi w sprzeczności z obserwowanymi faktami, nie mniej zdając sobie sprawę z wagi zagadnienia oraz odpowiedzialności za publikowane słowo, postanowiłem poddać kontroli moje obserwacje oraz uzupełnić badania prowadzone w 1949 roku. Wyjazd w teren mnie i moim współpracownikom umożliwiło uzyskanie, dzięki życzliwemu poparciu Min. Szkolnictwa Wyższego, potrzebnych dewiz na pobyt na terenie Tatr Słowackich. W wycieczkach brali udział Prof. M. Turnau-Morawska oraz pracownicy naukowi Zakładu Geologii Dynamicznej U. W. mgr Zb. Kotański, mgr W. Jaroszewski i mgr Zb. Wójcik. Szczególnie dużą pomoc okazał mi Zb. Kotański, co w wysokim stopniu ułatwiło mi wykonanie zadania. W teren wyprawiałem się pięciokrotnie, w tym dwukrotnie z Prof. M. Morawską, która na moją prośbę podjęła się petrograficznego opracowania problemu. Łącznie poświęciłem w terenie temu zagadnieniu 10 wycieczek całodniowych, co dało mi bardzo dużo materiału pozwalającego na stworzenie możliwie obiektywnego obrazu. Zebrane w czasie wypraw materiały potwierdziły w całej rozciągłości moje po-

glądy, pozwoliły ponadto na znacznie głębsze ujęcie zagadnienia i dostarczyły nowych, bardzo ciekawych danych, których w roku 1949 uzyskać nie mogłem wskutek przerwania badań z powodu wypadku.

Fotografie wykonali Zb. Kotański i St. Zwoliński, któremu jestem bardzo zobowiązany za udział w wyprawie.

Zarządowi Tatrzańskiego Parku Narodowego w Tatrzańskiej Łomnicy dziękuję serdecznie za zezwolenie prowadzenia badań w obrębie Parku.

OPIS ODKRYWEK

Jak już wspomniałem, seria koperszadzka (jak stale będę nazywać ten zespół skalny ze względu na to, że zlepieniec stanowi tylko dolną jego część i to nie wszędzie istniejącą) występuje w kilku oderwanych płatach, jak to wykazał i na mapce uwidocznił St. Sokołowski (1948). W sumie takich odkrywek nie wiążących się ze sobą jest pięć (fig. 1). Wszystkie te odkrywki zbadano w całości i szczegółowo, pobrano z nich próbki, wykonano szczegółowe rysunki i profile oraz fotografie. Miejscami tylko z powodu zbyt trudnego terenu i dużej ekspozycji musiałem się cofnąć.

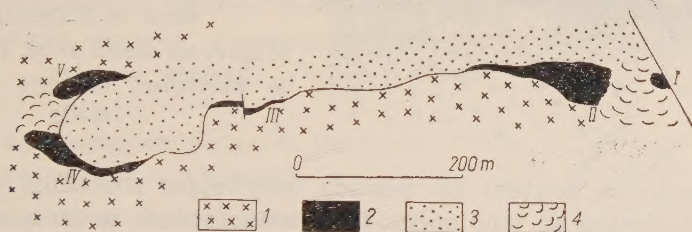


Fig. 1 — Mapka rozmieszczenia serii koperszadzkiej (w oparciu o mapkę St. Sokołowskiego 1948)

1 granit; 2 seria koperszadzka; 3 piaskowce werfenu; 4 usypisko. I-V numery odkrywek

Carte de la répartition des affleurements de la série de Koperszady (d'après St. Sokołowski)

1 granite, *2* série de Koperszady, *3* les grès du Werfénien, *4* éboulis. I-V les affleurements décrits dans le texte polonais

Pierwszą z tych odkrywek (w dalszym opisie nazywać ją będę nr I) widzimy w żlebie spadającym z pod Przełęczy Pod Kopą tuż przy ścieżce prowadzącej na przełęcz. Odsłania się tam górna część serii koperszadzkiej rozwinięta w postaci czerwono-brunatnej gliny zawierającej w sobie liczne okruchy szarego i czerwonego granitu, ułamki skaleni, kwarcu oraz liczne duże blaszki miki. Czasem trafiają się ogładzone a czasem kanciaste otoczaki wielkości gołębiego jaja. Materiał w glinie jest ułożony zupełnie bezładnie. Żadnej selekcji ani co do wielkości, ani rodzaju okru-

chów nie widać. Glina jest silnie spękana w związku z faktem, że wzdłu żlebu przebiega uskok, który zaznacza się na powierzchni uskokowej gli ny powłoką zielonych minerałów. Glina czerwona przykryta jest prze strzaskane piaskowce kwarcytyczne werfenu; kontaktu normalneg wskutek zaburzenia związanego z uskokiem nie widać.

Posuwając się od tej odkrywki ku południowemu-zachodowi, u pod nóża piaskowców werfeńskich w odległości około 100 m od odkrywki natrafiamy na odkrywkę II, bodaj że najciekawszą, bo odsłania się w nie cała seria, a ponadto wspaniale widoczny jest kontakt z werfenem. Z



Fig. 2
Kontakt werfenu z serią koper szadzką
(według rysunku W. Jaroszewskiego
w werfen; *sk* seria koperszadzka
Le contact du Werfénien avec l
série de Koperszady
(d'après un dessin de W. Jaroszewsk
w Werfénien, *sk* série de Koper szady

względu na to, że kontakt ten posiada decydujące znaczenie dla całeg zagadnienia, zacznę od jego opisu. Otóż bezpośrednio w stropie serii koperszadzkiej leżą zlepieńcowate piaskowce kwarcytyczne z otoczakam kwarcu, łupków krystalicznych, krzemieni itp. Dolna powierzchnia piaskowca werfeńskiego w kontakcie z czerwoną gliną jest niezwykle charakterystyczna (fig. 2 i pl. XXVI, fig. 1, 2). Wykazuje ona mianowicie obecność wydatnych żeber rozdzielonych przez znacznie od nich szersze bruzdy. Wysokość żeber wynosi kilka do kilkunastu cm. Bruzdy różnej szerokości mierzą od 20 do 40 cm. Kierunek żeber i bruzd zgodny jest z nachyleniem serii werfeńskiej tzn. żebra i bruzdy miałyby przy płaskim ułożeniu piaskowców werfeńskich kierunek południkowy. Żebra te i bruzdy zanurzają się w głąb, jak to można ustalić, odgrzebując dłutem i młotkiem pewną część leżącej niżej gliny czerwonej. Powierzchnia ta żadną miarą nie powstała przez wietrzenie odsłoniętej powierzchni, ale jest powierzchnią pierwotną i jako taka wnika w głąb na granicy werfenu i serii koperszadzkiej. Powierzchnię tę można śledzić na przestrzeni kilkudziesięciu metrów wszędzie tam, gdzie odsłania się kontakt werfenu z serią koperszadzką. Jest ona zatem — jak to pisałem w 1950 roku — odlewem górnej powierzchni serii koperszadzkiej, która ulegała rozmywaniu przez wody płynące. Kierunek płynięcia był południkowy, a sądząc z obecności pewnych otoczaków w werfenie można przypuścić, że rzeki płynęły z po-

udnia. W momencie gdy Tatry w werfenie zaczęły się gwałtownie obni-
ać, cały niesiony przez rzeki materiał uległ depozycji dając zlepieńce
kwarcytyczne. Zarzut A. Michalika, że wody płynące powinnyby w pierw-
zym rzędzie usunąć materiał miękki i dotrzeć do podłoża, bardzo łatwo
deprzeć, bo istotnie w większości przypadków tak się stało — tam, gdzie
osady werfenu zostały złożone bezpośrednio na granicie. Seria koper-
zadzka ocalała jedynie tam, gdzie istniały większe zagłębienia, w miej-

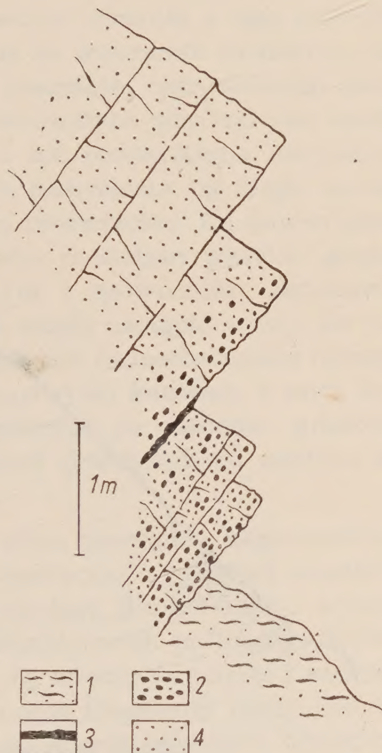


Fig. 3

Profil granicznych warstw werfenu w kontakcie z serią koperszadzką

seria koperszadzka; *2* zlepieńce kwarcytyczne werfenu; *3* łupek czerwony; *4* piaskowce kwarcytyczne werfenu

Une coupe des couches du contact du Werfénien avec la série de Koperszady

1 série de Koperszady, *2* conglomérats — quartzites du Werfénien, *3* schiste rouge, *4* grès-quartzite du Werfénien

scach wyższych uległa zupełnemu usunięciu. To co się zachowało jest tyl-
ko niewielkim strzępem jakiejś być może grubszej pokrywy. Że takie tłu-
maczenie jest słuszne, dowodzi jeszcze jeden fakt widoczny w odkrywce
II. Kilkadziesiąt cm powyżej kontaktu werfenu z serią koperszadzką
pojawia się kilkucentymetrowa warstewka czerwonego łupku ilastego
z miką (fig. 3). W analogicznej zupełnie sytuacji zjawia się ta warstewka
w odkrywce poniżej progu z werfenem (kota 1930), którą opisałem w pra-
cy z roku 1950. Pojawienie się tej warstewki na znacznej przestrzeni kil-
kuset metrów jest wyrazem pewnej stagnacji procesów erozyjnych i zu-
pełnie spokojnej sedymentacji, bądź to z powodów klimatycznych, bądź
chwilowego obniżenia terenu. Bezpośrednio na owej warstewce leży po-

nownie gruboklastyczny osad z otoczakami powstały w wyniku powtór-nego odżycia procesów erozyjnych i zmiany warunków sedymentacyj-nych. I — co jest rzeczą niezwykle znamienną — widać, że odmłodzeni erozji spowodowało częściowe rozmywanie warstewki, która miejscam znika, a leżąca na niej warstwa piaskowca zlepieńcowatego wykazuje n dolnej powierzchni w kontakcie z warstewką łupku czerwonego pewn

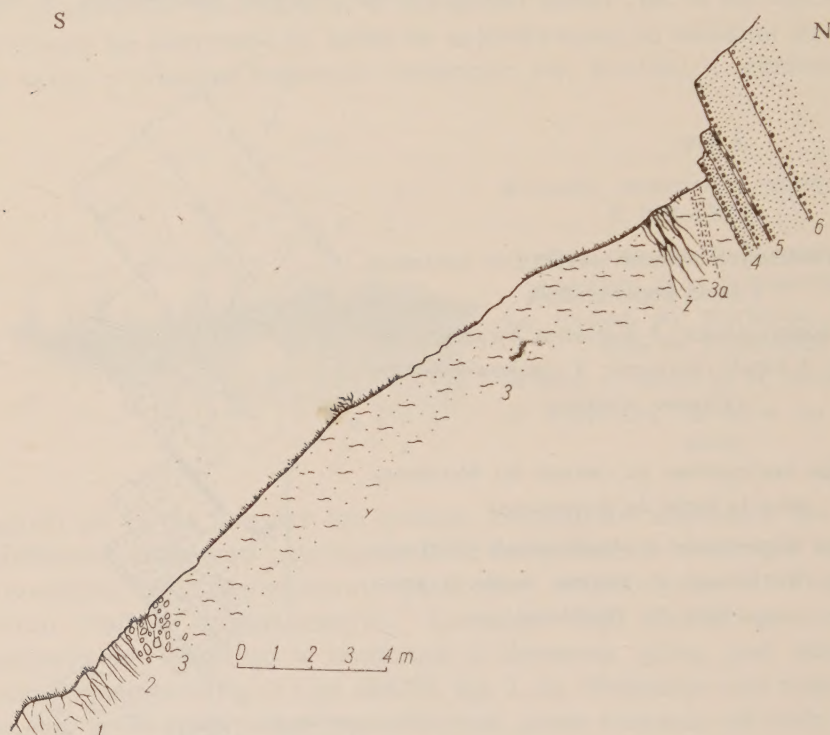


Fig. 4

Profil serii koperszadzkiej w odkrywce II

(zestawił Zb. Kotański)

1 granit szary; *2* granit z warstewkami czerwonymi; *3* glina czerwona z otoczakam w dolnej części; *x* miejsce odpowiadające w profilu położonym bardziej ku zacho dowi występowaniu skał wulkanicznych; *ż* żyłki kwarcowo-skaleniowe; *3a* war stewki mułowców i zlepieńców; *4* zlepieńce kwarcytyczne werfenu; *5* łupek czerwony *6* piaskowce kwarcytyczne werfenu

Coupe de la série de Koperszady dans l'affleurement II

(dressée par Zb. Kotański)

1 granite gris, *2* granite intercalé par des bandes du granite roug, *3* l'argile roug avec des galets dans la partie basale, *x* correspond dans la coupe située plus ve l'Ouest à l'affleurement des roches volcaniques, *ż* filons quartzo-feldspathique *3a* les minces couches de schistes et conglomérats, *4* conglomérats-quartzites d Werfénien, *5* schistes rouges, *6* grès-quartzites du Werfénien

ierówności typu obserwowanego na granicy werfenu i serii koperszadz-
iej, chociaż znacznie słabiej zaakcentowane. Jest to znów odlew górnej,
ozmywanej przez erozję powierzchni czerwonego łupku. Wszystkie na-
omiast powierzchnie dolne piaskowców werfeńskich leżące wyżej są zu-
ełnie równe i żadnych tego rodzaju zjawisk nie wykazują, z wyjątkiem
zczelin, które powstały na skutek uskoków. Ten kontakt obu powierzch-
i jest uderzający i — jak zobaczymy — powtarza się w innych odkryw-
ach, tak iż nie sposób tłumaczyć go inaczej niż to podałem. Tłumaczenie
akich powierzchni wietrzeniem jest niemożliwe również z tego powodu,
e chodzi tu przecież o skałę bardzo odporną na wietrzenie chemiczne, ja-
ą jest piaskowiec kwarcytyczny o daleko posuniętej rekrystalizacji spoi-
va. Powierzchnia dolna piaskowców zlepieńcowatych werfenu jest zatem
ormalną powierzchnią sedymentacyjną, a nie powierzchnią nasunięcia
ektonicznego. Jest rzeczą absolutnie nie do pomyślenia, by mogło nastą-
ić jakiekolwiek przesunięcie wzdłuż takiej powierzchni. Na powierzchni
ej nie ma śladu jakichkolwiek prążków, które musiałyby powstać, gdyby
verfen przesunął się po trzonie granitowym i spowodował skruszenie
zmielenie jego stropowej części. Odkłucie mogło nastąpić wyżej, ale ni-
dy na kontakcie z serią koperszadzką, gdyż jest to mechanicznie niemo-
liwe. Istnieją pewne poślizgi w werfenie powyżej kontaktu z serią ko-
erszadzką, ale można je zawsze łatwo rozeznać po obecności prążków
wygładzonych powierzchni. Potwierdzeniem autochtonizmu werfenu są
eszcze inne niżej podane fakty.

Poniżej werfenu leży seria (fig. 4), którą nazwałem koperszadzką.
V górze jest to glina czerwono-brunatna identyczna z tą, którą opisałem
v odkrywce I. Glina wykazuje obecność pewnego złupkowacenia wywo-
anego naciskiem, ale zupełnie brak tu jakichkolwiek poślizgów. Wśród
ezładnie rozrzuconych okruchów rzucają się w oczy kanciaste i zaokrą-
lone ułamki granitu szarego i czerwonego oraz fragmenty jakby jakichś
kał wylewnych. Licznie występuje mika w dużych blaszkach bezładnie
ozrzucona, nie wykazująca żadnej orientacji. Blaszki leżą we wszystkich
iemal kierunkach, co nie byłoby możliwe, gdyby po niej przesunął
ię werfen. Ponadto gdyby glina powstała z roztarcia granitu, to mika
nusiałaby ulec zupełnemu zmieleniu. W odległości około 1 m od kontak-
u z werfenem widać parokrotnie powtarzające się warstewki czerwonego
nułowca i zlepieńca złożonego z zaokrąglonych okruchów skaleni i gra-
itu (3a na fig. 5). Powstanie tych warstewek jest wyrazem pewnej se-
ekcji i wodnego transportu materiałów. Warstewki te ku pd.-zachodo-
vi wyklinowują się. Stoją one bardzo stromo i wygląda tak, jakby istnia-
a kątowa niezgodność z wyżej leżącym werfenem. Jako rzecz znamienną
varto podkreślić, że warstewki te nie są zaburzone (poza oczywiście ich
ochyleniem), co musiałoby niechybnie nastąpić, gdyby werfen został na-

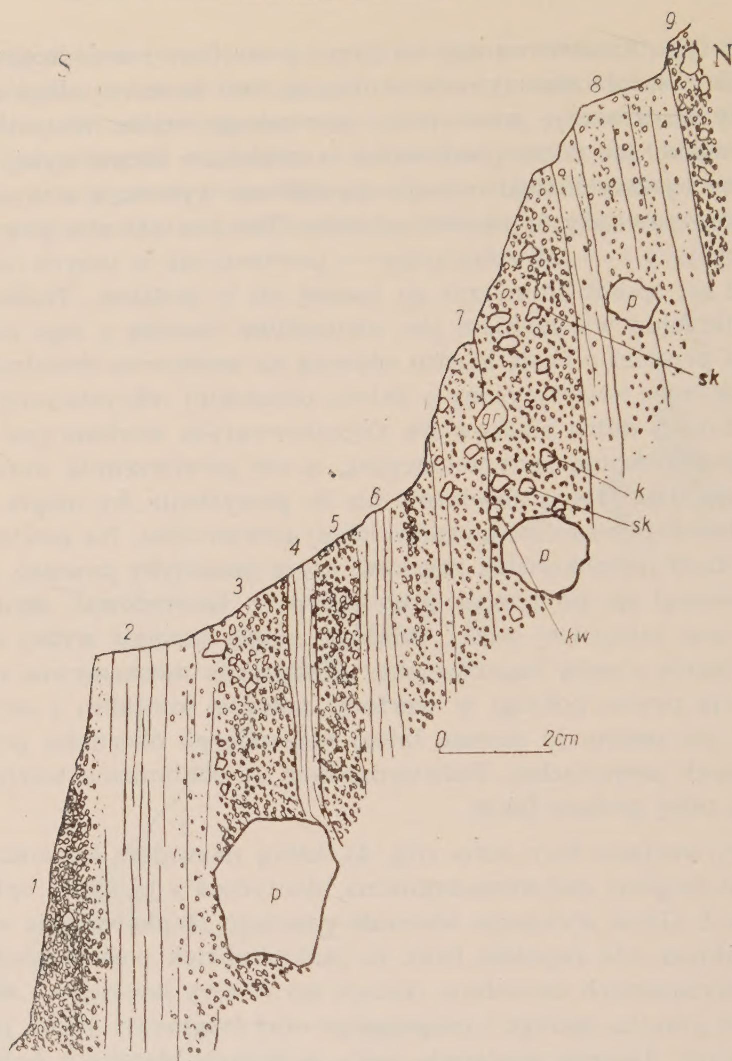


Fig. 5

Profil serii mułowcowo-żwirkowatej ze stropu serii koperszadzkiej w odkrywce I
(zestawił Zb. Kotański)

1 brekcja względnie zlepieniec złożony z okruchów granitu i minerałów pochodzącyc z granitu; *2* mułowiec czerwony; *3* glina czerwona; *4* mułowiec czerwony; *5* glin czerwona; *6* mułowiec czerwony; *7* glina czerwona z dużą ilością okruchów minera łów pochodzących z granitu; *8* glina czerwona z małą ilością okruchów; *9* glina czer wona z dużą ilością okruchów; *p* okruchy pegmatytów; *kw* okruchy kwarcu; *sk* okruchy skaleni; *gr* okruchy granitu

Coupe de la série de schistes et conglomérats du toit de la série de Koperszady dar l'affleurement II (dressée par Zb. Kotański)

1 brèche ou conglomérat composé de débris de granite et des minéraux provenai de granite, *2* schiste rouge, *3* argile rouge, *4* schiste rouge, *5* argile rouge, *6* schis rouge, *7* argile rouge avec une grande quantité de minéraux provenant de granit *8* argile rouge avec des débris de granite, *9* argile rouge avec une grande quanti de débris, *p* débris de pegmatite, *kw* débris de quartz, *sk* débris de feldspath, *gr* débris de granite

uniety na serię koperszadzką. Nieco dalej ku pd.-zachodowi, około 2 m oniżej kontaktu werfenu z serią koperszadzką w glinie czerwonej pojawiają się liczne żyłki grubości kilku mm do 1 cm (pl. XXVII, fig. 1, 2 i pl. XXVIII, fig. 1) złożone z kwarcu, skalenia i muskowitu. Żyłki te przecinają glinę w różnych kierunkach, miejscami cienieją lub nabrzmiewają, zasem się rozgałęziają. Żyłki przecięte są przez pęknięcia i uskoki, które tną i werfen. Są więc od uskoków starsze. Widać również, że przechozą przez nie płaszczyzny złupkowacenia. Żyłki są więc również starsze d złupkowacenia wywołanego ruchami alpejskimi, które pofałdowały Tatry. Żyłki zapadają dość stromo ku północy i — co jest rzeczą znamienną — nie wykazują śladu najmniejszych zaburzeń. Gdyby leżący vyżej werfen, kontaktujący z serią koperszadzką tak nierówną powierzchnią w odległości zaledwie dwóch metrów od żyłek, przesunął się po nich, o musiałby spowodować nie tylko ich pofałdowanie, ale zupełne zmielenie. Gdyby glina czerwona powstała przez zmielenie i starcie granitu, to nie można sobie wyobrazić jakim sposobem mogłyby się w niej zachować nietknięte żyłki. Dowodzi to ponad wszelką wątpliwość, że werfen leży normalnie i nie został nasunięty. Obecność żyłek kwarcowo-skaleniowych dowodzi ponadto obecności w Tatrach zjawisk magmowych starszych od werfenu a młodszych od gliny czerwonej. Do zagadnienia tego powrócę później.

Poniżej kompleksu z żyłkami kwarcowo-skaleniowymi utrzymuje się charakter osadu, jednak żyłek nie widać. Na pewnej przestrzeni odsłonięcie zakryte jest trawą i rumoszem i wreszcie niżej odsłania się ponownie czerwona glina, w której po raz pierwszy występują bloki i otoczaki granitowe. Mają one wielkość do 15 cm. Są to głównie bloki granitu jasnoszarego odcinające się bardzo ostro od czerwono-brunatnego tła. Są one przeważnie zaokrąglone, niektóre jednak zachowały wyraźne kanty (pl. XXVIII, fig. 2). Jeden z nich ma wybitnie zaostrzoną krawędź. Bloki wykazują wyraźne ułożenie zgodnie z ich dłuższą osią i leżą zgodnie z upadem całej serii. Odcinają się one ostro od otaczającej skały, którą jest opisana wyżej glina i mowy nie ma, by można je wyprowadzić z kupistego wietrzenia granitu. Są to absolutnie dwie różne skały. Bloki musiały zostać przeniesione i złożone wśród gliniastej masy. Wśród bloków przeważa szary granit, trafiają się nieraz, choć rzadziej, również i bloki granitu czerwonego. Glina czerwona leży bardzo ostrą granicą na granicie szarym zawierającym cienkie pasma granitu czerwonego, zapadające ku północy, ale zdaje się łagodniej niż glina czerwona. Granica pomiędzy granitem a czerwoną gliną jest — jak wspomniałem — ostra, czerwona glina stanowi zupełnie odrębny utwór. Nieco dalej ku pd.-zachodowi pod czerwoną gliną leży silnie strzaskany granit czerwony przejęty szczelinami i pęknięciami o kierunku zdaje się odmiennym od kierunku spękań

tnących werfen (kierunek spękań około 120⁰). Granit wykazuje tendencje do kulistego wietrzenia.

Cała seria koperszadzka jest tu i ówdzie przecięta pęknięciami i uskokami tnącymi również werfen. Niektóre z nich przecinają także i otoczaki, które są od nich oczywiście starsze i nie mogły być wywołane

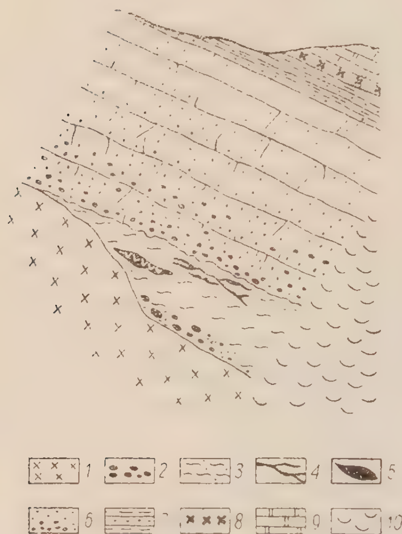


Fig. 6
Profil serii koperszadzkiej w odkrywce II (werfen według Zb. Kotańskiego)
1 granit; *2* glina czerwona z otoczakami; *3* glina czerwona; *4* żyłki kwarcowo-skaleniowe; *5* tufy wulkaniczne i skała ryolitowa; *6* piaskowiec kwarcytyczny dolnego seisu, zlepieńcowaty w dole; *7* na przemian leżące piaskowce czerwone i łupki, seis górny; *8* dolomity komórkowe, kampil dolny; *9* warstwy myoforiowe, kampil górny; *10* usypisko

Coupe de la série de Koperszady dans l'affleurement II (Werfénien d'après Zb. Kotański)
1 granite, *2* argile rouge avec des galets, *3* argile rouge sans de galets, *4* filons quartzo-feldspathiques, *5* tufs et tuffites volcaniques et rhyolites, *6* grès-quartzites du Werfénien inférieur conglomératique à sa base, *7* grès rouges alternant avec des schistes, *8* dolomies caverneux (campilien inférieur), *9* couches à Myophoria (campilien supérieur), *10* éboulis

spękaniem granitu, powodującym — według Michalika (1956) — kuliste wietrzenie. Nie przesądzając kwestii powstania otoczaków, musimy przyjąć, że zostały one w jakiś sposób przetransportowane i ułożone w gliniastej masie.

W części pd.-zachodniej odkrywki II ponad kompleksem z otoczakami, a wśród glin czerwonych pojawia się skała o barwie zielonawej, wykazująca na tle zbitej masy spoiwa obecność okruchów kwarcu i skaleni. Skała ta, według określenia M. Turnau-Morawskiej, jest brekcją tufowo-wulkaniczną. Razem z nią występuje skała o barwie zielonej, w której na tle zbitego tła występują widoczne makroskopowo kryształy i ziarna kwarcu, skaleni i miki. Skała ta, zgodnie z określeniem M. Turnau-Morawskiej, reprezentuje skałę wylewną typu ryolitowego, względnie tuf wulkaniczny. Na podkreślenie zasługuje fakt, że skały te nie wykazują żadnych deformacji dynamometamorficznych. Skalenie są całe i nie uległy pokruszeniu. Przeczy to również zdecydowanie tezie o tektonicznym charakterze kontaktu werfenu.

Cała miąższość serii koperszadzkiej w badanym profilu mierzy po-
ad 20 m. Dokładnej miąższości podać nie sposób, gdyż nie znamy na
ewno dokładnego upadu całej serii.

Gdy posuwamy się ku pd.-zachodowi widać wyraźnie (fig. 6), że
iąższość całej serii szybko maleje. Granit występujący w spągu podnosi
ę, przy czym znika najpierw część dolna serii z otoczakami i wreszcie
erfen wchodzi w kontakt z granitem, a seria koperszadzka ulega wy-
inowaniu. Co prawda bezpośredniego kontaktu werfenu z granitem
wierdzić nie mogłem, gdyż teren jest silnie zarośnięty, ale odległość
iędzy granitem a werfenem jest tak niewielka, że nie ma miejsca na
rię koperszadzką, która zresztą ujawniałaby się czerwoną barwą. Roz-
atrując więc sposób występowania serii koperszadzkiej w opisanej od-
rywce widzimy, że wypełnia ona jakieś zagłębienie i ulega ścięciu przez
erfen w miejscach, gdzie leżała morfologicznie wyżej.

Dalej ku pd.-zachodowi seria koperszadzka ginie i zaznacza się czer-
oną barwą dopiero wysoko wśród skałek w miejscu dość trudno dostęp-
ym. Jest to odkrywka III. Miąższość całej serii, dokąd mogłem dotrzeć,
ynosi około 1 m. Odsłania się tu tylko górna część serii tj. glina czer-

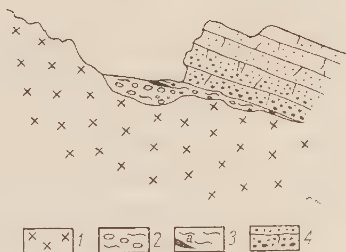


Fig. 7

Profil serii koperszadzkiej w odkrywce IV
granit; *2* zlepieniec koperszadzki; *3* glina czer-
ona, *a* ławica arkozy; *4* piaskowiec kwarcy-
tyczny werfenu zlepieńcowaty w dole

oupe de la série de Koperszady dans l'affleu-
rement IV
granite, *2* conglomérat de Koperszady, *3* argile
uge, *a* une couche d'arkose: *4* grès-quartzite
du Werfénien conglomératique à sa base

ona. W pobliżu kontaktu z werfenem widać warstewkę czerwonego łup-
u zapadającego pod werfen. W odkrywce tej odsłania się ponadto bar-
zo pięknie kontakt werfenu z serią koperszadzką. Powierzchnia kontak-
ı posiada takież same żebra i bruzdy, jakie opisałem z odkrywki II. Są
ne może nieco gorzej wyrażone niż w odkrywce II, ale również niezwy-
le charakterystyczne. Nie jest to więc zjawisko lokalne, oderwane, ale
występuje na przestrzeni setek metrów i nie może być przypadkiem, sko-
o spotykamy je wszędzie tam, gdzie odsłania się kontakt werfenu z serią
operszadzką.

Idąc wreszcie dalej ku pd.-zachodowi natrafimy na piękne odsłonię-
ie serii koperszadzkiej na szlaku idącym od Przełęczy Pod Kopą na Ja-
nięcy i stąd znane najdawniej. Jest to klasyczne odsłonięcie opisane
rzez Uhliga (1897) i Limanowskiego (1903). Występuje tam (odkrywka

IV) u stóp niewielkiego progu zbudowanego z piaskowców zlepieńcowa tych werfenu (kota 1930) niewielka przełączka zajęta niemal że w cało ści przez zlepieniec serii koperszadzkiej; czerwona glina występuje jedy nie w pobliżu progu (fig. 7). Profil wygląda tu następująco: na szarym a miejscami czerwonym granicie leży odcinający się zupełnie wyraźni gruby, bo około 5 m liczący zespół konglomeratowy, w którym występuj bloki o bardzo zmiennej wielkości — od kurzego jaja i mniejszej po blok przewyższające rozmiarami głowę ludzką. Bloki mają bardzo różn kształt. Niektóre są doskonale zaokrąglone, inne mają wyraźne krawę dzie, a niektóre z nich są wyraźnie kanciaste. Zdarzają się bloki niema okrągłe i zupełnie płaskie. Bloki tkwią wśród spoiwa, które składa si z ostrokanciastych okruchów skaleni, kwarcu i granitu tkwiących w czer wonej ilastej masie przepojonej tlenkami żelaza. Spoiwo wykazuje miej scami zupełnie wyraźne warstwowanie, wyrażające się uszeregowaniem poszczególnych składników i ich selekcją wedle wielkości. Są partie w których przeważa materiał drobniejszy, jak i takie, w których wystę pują okruchy grubsze. Są również partie, w których nagromadziło się blo ków i otoczaków więcej, niż w rozdzielających je warstwach. Miejscami skała ma charakter żwirowaty. Wtedy poszczególne dobrze zaokrąglon elementy układają się w wyraźne warstwy. Występujące w nich otocza podkreślają jeszcze bardziej torrencjalny charakter osadu. Jest rzecz bardzo znamienną, że bloki o kształtach bardziej przypłaszczonych ukła dają się przeważnie równolegle do dłuższych osi i że widać jakby uło żenie bloków warstwami czy pasami. Oczywiście niezależnie od warstwo wania, które można bardzo łatwo poznać po ułożeniu składników, zazna cza się złupkowacenie wywołane naciskiem w czasie ruchów fałdowych. Nie widać natomiast żadnych poślizgów związanych ze złupkowaniem. Cała seria jest w kilku miejscach przecięta uskokami, które tną miejsca mi również i bloki, co jest dowodem, że są one starsze od uskoków. Nie zwykle znamienny jest skład petrograficzny bloków. Bardzo często spo tykamy granit szary drobno i grubokrystaliczny. Częstym bardzo ele mentem jest granit czerwony, podobny do tego, jaki w wielu miejscach spotykamy w spągu całej serii koperszadzkiej. Granit czerwony powsta najwidoczniej z granitu szarego, na skutek zmian późniejszych, bo mam otoczaki szare, częściowo zaczerwienione pochodzące zatem z partii, gdzi zaczerwienienie nie dotknęło jeszcze całej skały[1]. Występują równie dość licznie otoczaki i bloki grubo i drobnokrystalicznych pegmatytów oraz bloki i otoczaki aplitów. Jednym słowem spotykamy dość znaczn rozmaitość skał charakterystycznych dla zewnętrznej strefy trzonu gra

---

[1] Odróżnić należy zmiany, jakim podlegały otoczaki już po złożeniu ich w osa dzie, a które wyrażają się powstaniem czerwonej otoczki równoległej do powierzchn otoczaka.

itowego. Znamienne jest ułożenie tych elementów. Występują one bo- viem najzupełniej bezładnie, jeśli chodzi o skład petrograficzny. Obok ranitu czerwonego tuż obok albo na nim leży otoczak granitu szarego. Vydobyłem np. widoczny na pl. XXIX, fig. 1 dość duży płaski otoczak ranitu czerwonego doskonale zaokrąglonego a tuż obok w takiej samej ozycji blok granitu szarego. W wielu miejscach najzupełniej bezładnie eżą zupełnie okrągłe lub nieco kanciaste bloki pegmatytów. Tu i ówdzie potykamy bezładnie rozrzucone bloki i otoczaki aplitu [2]. A. Michalik 1956) postawił tezę, że opisywane tu bloki i otoczaki nie są wcale oto- zakami, ani nie zostały przyniesione na miejsce swego występowania, ecz powstały przez wietrzenie kuliste granitu. Równocześnie jednak przy- ął on, że wskutek nasunięcia werfenu granit uległ zupełnej kataklazie, ż do zupełnego zmielenia. Zachodzi wobec tego pytanie, jak taki zmie- ony granit może dawać bloki niejednokrotnie zupełnie zdrowe i zwarte, ak że je trudno rozbić. Najważniejszą jednak rzeczą, dla mnie zupełnie iezrozumiałą przy przyjęciu powstania bloków przez kuliste wietrzenie, est sprawa, w jaki sposób z czerwonej masy, która stanowi przecież za- adnicze tło skały, przez kuliste wietrzenie mogą wypadać bloki granitu zarego, różnego rodzaju pegmatytów, aplitu itd. Podkreślam, że nie two- zą one żył, ale leżą zupełnie luźno. Zwracałem specjalną uwagę na tek- turę otoczaków czerwonego granitu, które mogłyby najbardziej pozoro- vać powstanie przez kuliste wietrzenie. Otóż tekstura takiego otoczaka dcina się niesłychanie ostro od masy otaczającej, która składa się z druz- otu granitowego względnie masy ilastej żelazistej zawierającej również strokanciaste okruchy. Żadną miarą nie można wyprowadzić otoczaka masy otaczającej. A co sądzić o otoczakach dobrze zaokrąglonych, które kwią w żwirze, składającym się z zaokrąglonych fragmentów skalnych? Vszystko to mówi w sposób jak najbardziej wyraźny, że bloki nie po- vstały wskutek kulistego wietrzenia, ale zostały przyniesione i złożone v jakiejś gliniastej masie przepełnionej druzgotem granitowym. Można lyskutować nad sposobem powstania owych bloków, czy ich kształt jest vyrazem ogładzenia przez wodę, czy też powstał przez wietrzenie. Można

[2] A. Michalik (1956) opisuje i załącza w swej pracy fotografie żyły aplitowej, rzecinającej zlepieniec koperszadzki. Nigdzie w serii koperszadzkiej żyły aplitowej ie widziałem. Stwierdziłem jedynie obecność niewątpliwych otoczaków aplitowych, owodzących, że aplit jest starszy od zlepieńca. W serii koperszadzkiej stwierdziliś- ny natomiast obecność skał wulkanicznych. Obecność żył aplitowych w serii koper- zadzkiej wydaje mi się nieprawdopodobna. Albo wspomniana przez A. Michalika kała nie jest aplitem, albo pochodzi nie z serii koperszadzkiej, ale z niżej leżącego ranitu.

Autor (str. 10) wspomina również o występowaniu w zlepieńcu koperszadz- im żył pegmatytowych, powołując się na fotografię 5 tabl. III i fot. 6 tabl. IV. Ja fotografiach tych nie widać jednak żadnych żył i nie ma o nich także żadnej vzmianki w opisie fotografii. Zachodzi tu więc jakieś nieporozumienie.

również dyskutować o sposobie ich transportu. Nie sposób jednak negować zlepieńcowatego charakteru utworu. W oparciu o powyższe fakty podtrzymuję w całej rozciągłości nazwę zlepieńca koperszadzkiego dla dolnej części serii koperszadzkiej.

Niektóre z otoczaków i bloków wykazują istotnie skorupowe pękanie. Dzieje się to jednak już w warunkach współczesnych i w ten sposób łuszczą się gotowe bloki czy otoczaki, które tkwią w masie czerwonego spoiwa (pl. XXXII, fig. 1). Zaznacza się to zarówno wśród szarych, jak i czerwonych granitów. Nie ma to jednak nic wspólnego z powstaniem bloków na skutek kulistego wietrzenia.

W odległości około 4 m ponad granicą zlepieńców z granitem występuje 25-cio centymetrowa ławica litej skały (pl. XXXIII, fig. 1) składającej się z okruchów, czasem zaokrąglonych, granitu, skaleni i kwarcu, zlepionych krzemionką. (Jeden okaz zawiera duży otoczak aplitu). Jest to zatem arkoza. Na pierwszy rzut oka skała przypomina strzaskany granit. Skała ta łączy się ściśle z niżej leżącą serią o charakterze zlepieńcowatym, którą opisałem wyżej. Przejście odbywa się w ten sposób, że tuż w pobliżu ławicy jest to zlepieniec składający się z dużych, kilkucentymetrowych okruchów i otoczaków tkwiących w drobnej masie druzgotu scementowanego krzemionką. Niżej spotykamy już skałę o spoiwie ilasto-żelazistym, przedstawiającą normalny typ zlepieńca koperszadzkiego. Opisana wyżej ławica posiada bieg w ogólnych zarysach zgodny z biegiem werfenu i jeszcze silniej podkreśla osadowy charakter serii koperszadzkiej. Występuje ona wśród utworów przepojonych tlenkami żelaza i powstać musiała w pewnym określonym momencie, gdy w osadzie znalazła się większa ilość krzemionki. Może należałoby jej powstanie wiązać z akcją wulkaniczną i powstaniem tufów, których rozkład mógłby dostarczyć krzemionki niezbędnej dla scementowania arkozy.

Zlepieniec koperszadzki tworzy niemal całą przełączkę. Jedynie niewielką część w pobliżu progu zbudowanego z piaskowca werfeńskiego zajmuje glina czerwona stanowiąca górną część serii koperszadzkiej. Seria koperszadzka wypełnia na przełączce wyraźnie bardzo ostro odgraniczoną kieszeń. Tam, gdzie kończy się płaska powierzchnia przełączki, a zaczynają się skałki Jagnięcego, widać już tylko szary granit. Ponad zlepieńcem koperszadzkim i ponad ławicą wspomnianej arkozy leży czerwona glina, zawierająca jeszcze w spodzie mnóstwo ostrokanciastych okruchów pochodzących z wietrzenia granitu. Ta górna część serii koperszadzkiej ciągnie się od przełączki w dół u podnóża ściany zbudowanej z piaskowców werfeńskich dość daleko, znacząc swoją obecność czerwoną barwą. Na tej przestrzeni zaznacza się wyraźnie kontakt werfenu i serii koperszadzkiej, który opisałem w pracy poprzedniej. Widać tu również wyraźnie, że dolna powierzchnia piaskowców werfeńskich pokryta jest

ebrami i bruzdami, które nie powstały przez wietrzenie, gdyż zanurzają
ię w głąb. Można to bardzo łatwo udowodnić, usuwając glinę czerwoną
vzdłuż kontaktu. Kilkanaście cm wyżej od kontaktu obu serii pojawia
ię w piaskowcu werfeńskim warstewka czerwonego łupku z miką, taka
ama, jaką opisałem w odkrywce II. Występująca w tej odkrywce po-
iżej werfenu glina czerwona jest wyraźnie sprasowana, nie wykazuje
ednak żadnych poślizgów świadcząc, że werfen leży na miejscu. Gdy
bserwujemy przebieg czerwonej gliny ku pn.-wschodowi tj. ku Przełę-
zy Pod Kopą widzimy, że glina traci szybko na miąższości na skutek
ego, że w tym kierunku podnosi się granit. Miąższość gliny czerwonej
zybko maleje i wreszcie glina kończy się wśród niedostępnych skałek
wiadcząc, że seria koperszadzka w tejże odkrywce podobnie jak w od-
rywce II wypełnia jakieś zagłębienie i nie tworzy zwartej pokrywy na
łuższej przestrzeni.

Granit leżący poniżej serii koperszadzkiej wykazuje na szczelinach
powłoki hematytowe. Jak głęboko sięgają one w głąb, nie miałem moż-
ności stwierdzić. St. Sokołowski (1948) rysuje je jedynie w sąsiedztwie
serii koperszadzkiej.

Seria koperszadzka pojawia się ponadto jeszcze po zachodniej stro-
nie przełęczy kilkadziesiąt metrów poniżej jej poziomu (odkrywka V).
W dole na granicie leży tu kompleks zlepieńca koperszadzkiego o typie
podobnym, co po wschodniej stronie przełączki, a na nim czerwona glina
identyczna z opisaną wyżej. Kontakt z werfenem niewidoczny. Odkryw-
ka jest interesująca, gdyż bardzo jasno zaznacza się tu charakter otocza-
ków, odcinających się nadzwyczaj ostro od spoiwa.

Jak widać z opisu, wszystkie te odkrywki stanowią strzępy jakiejś
znacznie potężniejszej serii, która ocalała tylko w zagłębieniach. Tam,
gdzie zagłębienie było większe, zachowała się seria zlepieńcowata, gdyż
zlepieniec wypełnia najwidoczniej miejsca najniżej położone. Tam zaś,
gdzie podłoże wznosi się, ocalała jedynie górna część serii koperszadzkiej
tj. czerwona glina. W miejscach, które wznosiły się jeszcze wyżej seria
koperszadzka uległa zupełnemu ścięciu podczas denudacji przedwer-
feńskiej.

STRATYGRAFIA I GENEZA SERII KOPERSZADZKIEJ

Przedstawione powyżej fakty dają zupełnie jasny i niedwuznaczny
obraz. Zacznę od sprawy najważniejszej, która decyduje o całości pro-
blemu, a mianowicie od stosunku werfenu do serii koperszadzkiej. W od-
krywkach II, III i IV tj. tych, gdzie odsłania się kontakt obu serii, widać
wyraźnie, że dolna powierzchnia ławicy werfenu leżącej bezpośrednio na
serii koperszadzkiej jest wybitnie nierówna i pokryta żebrami i bruzda-

mi charakteru erozyjnego. Sprawie tej poświęciłem specjalną uwagę i nie ograniczyłem się tylko do obserwacji samej odsłoniętej powierzchni, ale odsłoniłem ją głębiej tak, że charakter kontaktu nie może ulegać najmniejszej wątpliwości. Dolna powierzchnia ławicy werfenu jest po prostu odlewem górnej powierzchni rozmywanej w tym miejscu serii koperszadzkiej. W żadnej z odkrywek nie stwierdziłem nawet śladów przesunięć obu serii w stosunku do siebie, żadnych prążków, nawet najmniejszych poślizgów. Nie wyobrażam sobie przy tak zazębionej ze sobą powierzchni mechanicznej możliwości jakiegokolwiek ruchu obu serii w stosunku do siebie. Opisany wyżej charakter kontaktu, który da się stwierdzić na przestrzeni setek metrów, jest wystarczającym dowodem, że kontakt werfenu z serią koperszadzką ma charakter sedymentacyjny a nie tektoniczny. Potwierdza tę tezę fakt, że leżąca niżej seria koperszadzka nie wykazuje żadnych zaburzeń, nie widać w niej poza złupkowaceniem żadnych poślizgów. Skała nie wykazuje żadnego ułożenia mechanicznego składników. Mam okaz, w którym ziarno kwarcu stoi dłuższą osią w poprzek płaszczyzny łupkowatości, co byłoby absolutną niemożliwością, gdyby wzdłuż tej płaszczyzny nastąpiło przesunięcie.

W odkrywce II — jak wspomniałem — występują na przemian leżące warstewki mułowca i zlepieńca zupełnie nietknięte. Nie mogłyby się one ostać przy nasunięciu werfenu. Idei nasunięcia przeczy również obecność niezaburzonych żyłek kwarcowo-skaleniowych w odkrywce II. Ich wiek przedwerfeński nie może ulegać wątpliwości. Z koncepcją nasunięcia nie godzi się ponadto sposób występowania utworów koperszadzkich. Nie tworzą one — jak widzieliśmy — jakiejś zwartej jednolitej pokrywy, która podściela na całej rozciągłości werfen, ale wypełniają zagłębienia w granicie. Gdyby seria koperszadzka była facją tektoniczną granitu i powstała w wyniku nasunięcia werfenu na granit, to powinnaby ona równomiernie podściełać werfen na całej jego długości. Tymczasem widać najwyraźniej, że werfen ścina jakiś utwór starszy od siebie, który ocalał przed zniszczeniem w czasie erozji przedwerfeńskiej i z rozmieszczeniem werfenu nie ma nic wspólnego. Seria koperszadzka nie może być także i z tych powodów traktowana jako wynik nasunięcia werfenu, gdyż przeczy temu jej sposób występowania.

Biorąc więc pod uwagę wszystkie cztery wyżej wymienione momenty, a więc nierówną dolną powierzchnię piaskowców werfeńskich, brak jakichkolwiek zaburzeń tektonicznych w przylegającej do werfenu czerwonej glinie, obecność nietkniętych żyłek kwarcowo-skaleniowych w tejże glinie oraz sposób występowania serii koperszadzkiej, uważam, że mam wystarczające powody by w całej rozciągłości podtrzymać tezę wypowiedzianą przeze mnie w roku 1950, że *werfen w grani Jagnięcego leży na miejscu i nie został tektonicznie nasunięty*. W konsekwencji oczywiście

i związane z werfenem wyższe ogniwa, a więc i cała seria wierchowa jest związana sedymentacyjnie z trzonem granitowym Tatr i jej obszar sedymentacyjny w stosunku do granitu nie został przesunięty.

Stwierdzenie tego faktu ma doniosłe konsekwencje dla dalszych rozważań. Pozbawia to bowiem wszelkich podstaw koncepcję o tektonicznym charakterze serii koperszadzkiej wywołanej nasunięciem werfenu, bo takiego nasunięcia nie ma. Nie twierdzę jednak i nigdy nie twierdziłem, że tak jest wszędzie, tzn. że kontakt werfenu z trzonem granitowym ma wszędzie charakter sedymentacyjny. Jest rzeczą wysoce prawdopodobną, że mogło nastąpić odkłucie obu tak różnych serii zwłaszcza w miejscach wyższych, powyżej serii zlepieńcowatej. I wtedy w kontakt z granitem mogłyby wejść jakieś ogniwa werfenu, może wyższe, a leżący na granicie spąg werfenu pozostałby w tyle i uległ zniszczeniu. Nie zmienia to jednak zasadniczej tezy o autochtonizmie werfenu w stosunku do granitu, gdyż nasunięcie to nie mogło z natury rzeczy mieć zbyt wielkiej amplitudy.

Nie wypowiadam się w sprawie słuszności ostatnio wypowiedzianej przez A. Michalika (1955) tezy o istnieniu jeszcze niższej jednostki od serii Kominów Tylkowych. Na obszarze Jagnięcego klastyczne utwory werfenu dolnego (seis) przechodzą w osady łupkowo-dolomitowe werfenu górnego (kampil — Kotański 1956) i należą do serii Kominów Tylkowych.

Na str. 29 zamieszcza A. Michalik rysunek ilustrujący „przekrój przez brekcję koperszadzką na terenie Koszystej". Na rysunku tym widać jedynie kontakt, zapewne tektoniczny, granitu z piaskowcami kwarcytycznymi werfenu. Przekrój ten nie przypomina w niczym profilu serii koperszadzkiej w grani Jagnięcego Wierchu.

Kontakt werfenu z trzonem granitowym odsłania się między innymi miejscami i wzdłuż ścieżki idącej od Liliowego na Świnicę na Skrajnej Turni. Był on przedmiotem badań M. Turnau-Morawskiej (1955). A. Michalik (1956) podkreśla podobieństwo serii skalnej na Skrajnej Turni z serią koperszadzką, wyrażające się zgnejsowaniem obu serii oraz silnym strzaskaniem granitu a przede wszystkim kwarcu, co wskazuje na wybitne zaawansowanie tektoniczne całej serii. Z własnych obserwacji dorzuciłbym do charakterystyki tej interesującej odkrywki następujące szczegóły. Granit w pobliżu werfenu wykazuje istotnie silnie strzaskanie i sprasowanie przypominając zupełnie granit, który znajduje się w spągu serii koperszadzkiej. Tuż w pobliżu werfenu granit rozpada się na ostrokrawędzisty, drobny gruz złożony z ziarn skaleni, kwarcu i miki o barwie szaro-zielonej. Nie przypomina to zupełnie utworów serii koperszadzkiej, która w górnej swej partii posiada charakter gliniasty, a niżej zawiera bloki i otoczaki w masie druzgotu skalnego. Mam wrażenie, że re-

prezentowane jest tu podłoże serii koperszadzkiej. Seria koperszadzka, jeśli istniała, została doszczętnie zmyta. Próbowałem zbadać kontakt werfenu i granitu. Bezpośrednio na granicie leżące utwory werfenu różnią się od takichże utworów na grani Jagnięcego. Na Jagnięcym w kontakcie z serią koperszadzką występują grube, zlepieńcowate piaskowce, na Skrajnej Turni natomiast bezpośrednio na granicie leży czerwony piaskowiec, wyżej dopiero zawierający partie zlepieńcowate, o mniejszych jednak znacznie rozmiarach otoczaków i mniejszej grubości serii zlepieńcowatej. Próbowałem odsłonić bezpośredni kontakt obu serii. Dolna powierzchnia werfenu wykazuje nieco podobne formy jak w grani Jagnięcego. Brak tu również śladów przesunięć, strzaskań i poślizgów. Kontakt robi wrażenie normalnego, ale odsłonięcie jest niezbyt wyraźne i widoczne tylko na nieznacznej przestrzeni. Na uwagę zasługuje fakt, że w odległości około 20 cm od powierzchni kontaktu występuje warstewka czerwonego łupku z miką zupełnie podobnego do łupku z serii koperszadzkiej. O warstewce tej wspomina St. Sokołowski (1948) i M. Turnau-Morawska (1955). Wskazywałoby to może na analogię położenia obu serii — na Skrajnej Turni i w grani Jagnięcego. Odsłonięcie jest jednak niezbyt dobre — tak, że definitywne wnioski wyciągnąć trudno.

Z przedstawionych wyżej wywodów wynika, że *w grani Jagnięcego werfen leży na miejscu, wobec czego automatycznie odpada tłumaczenie serii koperszadzkiej jako brekcji tektonicznej, związanej z tym nasunięciem.*

Jakaż może być jej geneza? Z podanych wyżej opisów wynika, że można w niej wydzielić dwa kompleksy. Jeden, dolny — zlepieńcowaty i górny — gliniasty, dość ściśle związane ze sobą. Seria gliniasta składa się z zasadniczej masy ilasto-mulastej barwy brunatnej, bogatej w mikę, w której tkwią bezładnie rozrzucone okruchy i otoczaki granitu szarego, czerwonego, kwarcu, skalenia, przypuszczalnie z domieszką materiału wulkanicznego. Miejscami, ale bardzo rzadko, zaznacza się warstwowanie wyrażone w odkrywce II naprzemianległością czerwonych warstewek mulastych i warstewek żwirowatych. Na ogół jest to jednak utwór, który nie wykazuje żadnej selekcji materiału. Cechy te wskazują, że mamy do czynienia z sedymentem, ale jakiegoś specjalnego rodzaju. Wygląda to tak, jakby osadzała się jakaś błotnista masa, która niosła w sobie okruchy pochodzące z wietrzenia granitu, które wskutek tego nie ulegały żadnemu obtoczeniu. Chwilami, jak to widać w górnej części serii, zaznaczała się działalność krótkotrwała wody płynącej, która dokonywała pewnej selekcji materiału, osadzając warstewki mułu i żwirku. Swoim zewnętrznym wyglądem glina przypomina zupełnie glinę morenową, oczywiście mówię tylko o podobieństwie struktur obu osadów, które niezależnie od różnic genetycznych podkreśla podobieństwo powstania samego osadu.

Materiału na powstanie gliny dostarczył wietrzejący granit oraz częścio-
wo produkty erupcji wulkanicznej (ob. praca prof. M. Turnau-Moraw-
skiej w tymże zeszycie).

Obecność tufów i skał wulkanicznych wskazuje na działalność mag-
mową młodszą od powstania gliny czerwonej a starszą od werfenu. Wy-
stępowanie tych skał w serii koperszadzkiej przesądza definitywnie jej
charakter osadowy oraz rozstrzyga kwestię wieku, o czym niżej. W serii
tej występują niejednokrotnie zielone plamy mniejsze lub większe, cza-
sem wydłużone w postaci pasów. Mam wrażenie, że są to zmiany wywo-
łane późniejszymi procesami redukcyjnymi, częściowo może nawet współ-
czesnymi.

Ku dołowi seria koperszadzka przechodzi w zespół zlepieńcowaty —
ten, który nadał nazwę całej serii zlepieńca koperszadzkiego. Jaka jest
jego geneza? Jak wynika z wyżej przedstawionych faktów, bloki i oto-
czaki zlepieńca koperszadzkiego nie powstały z wietrzenia masy granito-
wej, ale zostały przyniesione. Tkwią one w spoiwie, które w przeważnej
części składa się z czerwonej gliny przepojonej tlenkami żelaza, zawie-
rającej ostrokrawędziste okruchy granitowe. Rzadziej widzimy obtoczo-
ny materiał żwirkowaty. Niejednokrotnie zaznacza się wyraźne warstwo-
wanie. Całość cech wskazuje, że mamy do czynienia z sedymentem, który
powstał w wyniku spełzywania gęstej, błotnistej masy, w której tkwiły
bloki różnego typu skał krystalicznych. Obtoczony kształt niektórych
bloków, posiadających charakter prawdziwych otoczaków, wskazuje na
transport wodny zapewne krótkotrwały i niedaleki. Bloki występują
w najniższej części serii koperszadzkiej, zapełniając zagłębienia w tere-
nie. Znamienny, podkreślony już wyżej przy opisie odkrywki IV, jest
skład petrograficzny bloków. Gdyby wszystkie bloki składały się wyłącz-
nie z granitu czerwonego, to można by zastanawiać się, czy nie powstały
na skutek wietrzenia kulistego z granitu. Przeczy temu jednak stanow-
czo odrębność struktur bloków i otaczającej skały, która reprezentowana
jest przez masę gliniastą przepełnioną druzgotem granitowym. Jeśli po-
nadto obok granitu czerwonego leży granit szary, to oczywiście przypusz-
czenie takie tym bardziej odpada. Wprawdzie granit czerwony nie różni
się swą budową od granitu szarego i powstał z niego przez procesy póź-
niejsze. Ale jeśli znajdują się obok siebie otoczaki obu typów granitu, to
dowodzi, że pochodzą one z dwu różnych miejsc — jednego, gdzie nastą-
piło zaczerwienienie granitu i drugiego, gdzie ten proces nie nastąpił. Je-
śli więc dziś leżą takie otoczaki obok siebie, to musiały został przeniesio-
ne z różnych miejsc i złożone w obecnym swym położeniu. Odnosi się to
tym bardziej do bloków pegmatytu czy aplitu. Nie chcę bynajmniej
twierdzić, że wszystkie bloki zawdzięczają swój kształt obtoczeniu. Były
to może również bloki, które powstały przy wietrzeniu powierzchniowym.

Niektóre z nich mogły nawet powstać przez kuliste wietrzenie, ale stać się to musiało przed powstaniem serii koperszadzkiej, gdyż najpierw musiały powstać bloki, a później dopiero zostały przetransportowane i złożone. Ostrokrawędzisty charakter okruchów występujących w spoiwie wskazuje na jakieś procesy, które przed powstaniem serii koperszadzkiej spowodowały potrzaskanie skały. Musiało to mieć miejsce przed jej osadzeniem, czego dowodzi fakt, że w utworach serii koperszadzkiej nie widzimy śladu zaburzeń czy przesunięć, które mogłyby tłumaczyć strzaskanie granitu i powstanie spoiwa o wspomnianym charakterze. Osadzenie serii koperszadzkiej odbywać się musiało w bardzo zmiennych warunkach, jak o tym świadczy bardzo zróżnicowany profil odsłonięty w odkrywce IV. Czasem sedymentacji ulegały wielkie bloki, czasem drobny materiał okruchowy, czasem zaś obtoczony, posiadający cechy żwirów. Wyraża się w tym niewątpliwie różny udział wód płynących, które płynęły czasem dość bystro, powodując powstanie prawdziwych otoczaków. Można by poszukiwać analogii sedymentacyjnych we współczesnych fanglomeratach, które tworzą się w szybko zmieniających warunkach transportu i sedymentacji. Pewne podobieństwo widziałbym w genezie zlepieńca koperszadzkiego i zlepieńca myślachowickiego, jak to zauważył M. Limanowski (in J. Czarnocki 1922, str. 9). W każdym razie — moim zdaniem — nie można wątpić o charakterze osadowym całej serii. Można dyskutować o mniejszym lub większym udziale wód płynących czy sposobie powstania otoczaków i bloków, jednak charakter osadowy całej serii nie może podlegać dyskusji. Strukturę zlepieńca koperszadzkiego ilustrują plansze XXIX, fig 1; pl. XXX, fig. 1 i 2; pl. XXXI, fig. 1 i 2; pl. XXXII i XXXIII. Fotografie Michalika (1956), zamieszczone na tabl. 2, które mają ilustrować „kuliste wietrzenie" granitu, są zupełnie nieprzekonywujące. Widać na nich spękanie niektórych bloków, które jednak wzdłuż spękań nie uległy zaokrągleniu. Wnosząc z różnej barwy bloków, miałbym poważne wątpliwości, czy reprezentują one tę samą skałę, czy też są to fragmenty różniące się składem petrograficznym, co właśnie ma miejsce w zlepieńcu koperszadzkim.

Wiek serii koperszadzkiej. Wydaje mi się, że wiek ten wynika jasno z sytuacji geologicznej całego utworu. Seria koperszadzka wypełnia — jak widzieliśmy — jakieś zagłębienia w granicie i jest przykryta w naturalnym kontakcie sedymentacyjnym przez piaskowce zlepieńcowate, które wiążą się ze środkowym triasem, zaczynając nowy cykl sedymentacyjny. Piaskowce należą do werfenu, a seria koperszadzka jest starsza od werfenu i oddzielona od niego przerwą sedymentacyjną i erozją, młodsza zaś od granitu. Nie wydaje mi się, by można tej serii przypisać inny wiek aniżeli permski, jak to przypuszczał St. Sokołowski (1948). Perm

ył w całych Karpatach i Europie Zachodniej — poza epizodem cech-ztyńskim — okresem wietrzenia i niszczenia hercyńskich masywów. Na bszarze Karpat miejscami powstawały głębokie depresje, w których, jak p. nad Hronem, gromadziła się potężna 1000 metrowej grubości zwie-zelina, powstała z niszczenia hercyńskich trzonów krystalicznych, którą eologowie słowaccy i czescy identyfikują z werrukanem. Być może, że atry jako obszar intrageantyklinalny miały pokrywę cieńszą, niemniej rzecież istnieć musiał okres, w którym po orogenezie hercyńskiej przy-zło wietrzenie subaeralne. Musiało ono zostawić jakieś ślady. W tym zasie granit, który uprzednio w czasie jakiejś fazy orogenezy waryscyj-kiej uległ strzaskaniu, był poddany wietrzeniu w pewnych specjalnych 'arunkach klimatycznych. W wyniku tych procesów musiały powstać kieś osady. Seria koperszadzka jest właśnie takim ocalałym od erozji rzępem tych osadów. Zarzut A. Michalika (1956), że seria koperszadzka dbiega od werrukana z obszaru Centralnych Karpat, nie jest istotny. eria koperszadzka, jak to już podkreśliłem w roku 1950, reprezentuje edynie najniższą, w najgrubszym miejscu nieco powyżej 20 m liczącą erię, gdy werrukano z nad Hronu mierzy ponad 1000 m. Według opisu .. J. Koutka (1931) na obszarze Starych Hor werrukano, osiągające tam iąższość 350 do 400 m, rozwinięte jest w swych spągowych partiach, eżących bezpośrednio na krystaliniku, w postaci zlepieńców podstawo-ych, zawierających otoczaki i bloki skał krystalicznych, pochodzących podłoża, względnie granitów kwaśnych bogatych w potas. Wielkość blo-ów osiąga czasem rozmiary głowy ludzkiej. Spoiwo ilasto-żelaziste ma arwę czerwoną. Zlepieńce te przykryte są przez arkozy szaro-zielone ib szare, zawierające nieregularne ławice zlepieńców i brekcji. Okruchy rekcji należą przeważnie do granitów kwaśnych ze skaleniem potaso-ym, ortognejsów zserycytyzowanych i kwarcu. Wyżej leżą piaskowce rzykryte przez łupki zielonawe, różowe i piaskowce czerwone. W wyż-zych poziomach pojawiają się piaskowce i łupki. Porównując charakter etrograficzny serii koperszadzkiej widzimy, że ma ona swój odpowied-ik w najniższej części werrukana ze Starych Hor tzn. w kompleksie zle-ieńców, które wykazują uderzające podobieństwo do dolnej części serii operszadzkiej. W wyższych poziomach serii koperszadzkiej, jak już za-naczyłem, zaczynają się pojawiać wkładki mułowcowe i żwirowate, co wiadczy o wzmożonym udziale wody. Warstewki te wskazywałyby na mianę charakteru petrograficznego serii koperszadzkiej i nawiązywałyby o wyższych ogniw werrukana ze Starych Hor.

W typowym rozwoju spotykamy werrukano w dolinie Hronu w stre-e Lubietowej, gdzie werrukano osiąga miąższość 1000 m. Werrukano aczyna się tam arkozami, czasem konglomeratami, leżącymi transgre-ywnie na krystaliniku. Wyżej występują porfiry, konglomeraty i brek-

cje z materiałem porfirowym i tufitami. Istnieje więc również znaczne po dobieństwo między werrukanem z nad Hronu a serią koperszadzką, w któ rej, jak to stwierdziła M. Turnau-Morawska (ob. następną rozprawę), wy stępują skały piroklastyczne i wylewne. Obecność tych skał dla określe nia wieku serii koperszadzkiej posiada decydujące znaczenie. Biorąc więc pod uwagę wymienione wyżej momenty stwierdzam, że *seria koper szadzka na skutek swego zupełnie wyraźnego położenia pod werfenem a na granicie, ma wyznaczone miejsce w permie, a ponadto posiada sze reg cech, które ją upodabniają do typowego werrukana z obszaru Karpa Centralnych i Alp.*

Nazwa werrukano pochodzi, jak wiadomo, z obszaru Monte Pisano pod Piz i została nazwana od ruin zamku La Verruca. Później w głębszych częściach teg łańcucha górskiego znaleziono szczątki roślin wieku permskiego. Występują om w pofałdowanych ciemnych łupkach, przykrytych przez płasko leżące pstre łupk kwarcyty, zlepieńce, na których stoją właśnie ruiny La Verruca. Biorąc więc po uwagę fakt występowania w dolnych częściach w serii z Monte Pisano szczątków roślin permskich, uznano, że cały kompleks należy do permu. Podobne pstre zle pieńce, piaskowce i arkozy znaleziono w Alpach i przeniesiono nazwę werrukano n te utwory. Okazało się jednak później, że na obszarze Monte Pisano występują dw różne kompleksy, dolny składający się z łupków pofałdowanych ze szczątkami r ślin permskich i górny — płasko leżący, który stał się podstawą wydzielenia typ wego werrukana. W kompleksie górnym zostały znalezione tropy gadów, mał a ostatnio rozgwiazdy. A. Fucini występujące w tym kompleksie małże określił ja formy weldu, co później potwierdził Arthaber. Badania późniejsze (Fr. Huene 194 oparte na analizie tropów gadów dowiodły, że typowe zlepieńce i piaskowce werr kana z Monte Pisano należą do kajpru. Zachodzi więc paradoksalna sytuacja, że te min werrukano, stworzony dla rzekomo permskich utworów z Monte Pisano, w rz czywistości odpowiada kajprowi, podczas gdy podobne do tych utworów osad w Alpach są niewątpliwie, sądząc z ich położenia, wieku permskiego. Nazwa wi werrukana zmieniła zupełnie swą treść. Byłoby więc może rzeczą najwłaściwszą z niechanie stosowania nazwy werrukano do permskich utworów Alp, jak to propo nuje Hügi (1941). Nazwa werrukano jednak tak się przyjęła na określenie permskic utworów Alp i innych terenów, że nie wydaje się celowe skreślenie jej ze słown ctwa geologicznego. Przy stosowaniu tej nazwy trzeba jednak pamiętać, że nie od powiada ona zupełnie swej pierwotnej treści.

Porównując serię koperszadzką z werrukanem stwierdzam, że cho dzi tu nie tyle o analogię facjalną lecz czasową, gdyż werrukano ma bar dzo różny wygląd zależnie od warunków, w których się tworzyło. Chodz mi jedynie o stwierdzenie faktu, że w permie na terenie Tatr panowały warunki podobne do tych, jakie panowały na obszarze Karpat Central nych i że seria koperszadzka ma wiek permski podobnie jak analogiczn utwory z nad Hronu.

Stwierdzam więc, że *najstarsza skała osadowa Tatr należy do per mu i przypomina dolne ogniwa werrukana Karpat Słowackich.*

Osadzenie serii koperszadzkiej na terenie Tatr poprzedził okres ja-
:iegoś wietrzenia, które zaznaczyło się w granicie zagłębieniami i kiesze-
.iiami. Jako rzecz interesującą warto podkreślić, że podobne zjawisko,
noże jednak znacznie wyraźniej zaakcentowane, znamy z obszaru masy-
vu Aaru (Hügi 1941). Leży tam bezpośrednio na krystaliniku (amfibo-
it) utwór osadowy, w którym występują kanciaste ułamki kwarcu, bez-
ładnie rozrzucone w osadzie o barwach zielonych i czerwonych. Po-
vierzchnia amfibolitu wykazuje kieszenie głębokości mniej więcej 45 cm,
v które wnikają utwory permskie. Wśród osadów permskich występują
aprzemianlegle skały eruptywne i osadowe tak, że trudno niejednokrot-
iie rozstrzygnąć o jaką skałę chodzi, gdyż pierwotny charakter został
atarty przez procesy dynamometamorficzne. Widzimy więc, że na tym
bszarze perm występuje w kieszeniach krystaliniku powstałych na sku-
ek wietrzenia w okresie poprzedzającym osadzenie permu.

W werfenie Tatr, jak wykazały liczne analizy, niewątpliwych ele-
nentów pochodzących z krystaliniku tatrzańskiego brak. Wszystkie rzeko-
no z trzonu krystalicznego tatrzańskiego pochodzące składniki są niepew-
ie. Brak ten w pracy z roku 1950 wyjaśniałem przypuszczeniem, że trzon
rystaliczny Tatr był w permie pokryty utworami werrukana, którego
niszczenie dostarczyło głównie składników na powstanie piaskowców
verfeńskich. Przemawia za tym, moim zdaniem, i skład petrograficzny sa-
nych piaskowców, które odznaczają się dobrą selekcją i przeważającym
udziałem kwarcu przy podrzędnej na ogół zawartości skalenia. A. Micha-
ik (1956) kwestionuje to przypuszczenie, uważając, że brak elementów
: trzonu krystalicznego w piaskowcach werfeńskich może być wytłuma-
zony przyjęciem, że werfen nie tworzył się na trzonie krystalicznym, ale
ardziej na południe. Jest to mało przekonywujące wobec faktu, że A. Mi-
halik przyjmuje nasunięcie werfenu nie na kilkadziesiąt kilometrów, ale
naczenie mniej. Czy wobec tego odległość basenu sedymentacyjnego od
rzonu krystalicznego Tatr o kilka kilometrów może wytłumaczyć brak
lementów z trzonu krystalicznego Tatr w werfenie? Wydaje mi się, że
ajbardziej logiczne jest przypuszczenie, że trzon krystaliczny Tatr miał
v permie pokrywę werrukana, choćby jej grubość była nawet nieznacz-
ia i że z niej właśnie powstały głównie piaskowce werfeńskie. Ostatnio
A. Turnau-Morawska (1955) znalazła w werfenie tatrzańskim okruchy
kał wylewnych i piroklastycznych. Potwierdzałoby to tezę, że na powsta-
ie piaskowców werfeńskich złożyły się produkty pochodzące ze znisz-
zenia werrukana. Przemawia za tym również występowanie w odkryw-
e II ławicy skały piroklastycznej i ryolitowej. W inwentarzu zlepieńco-
vym werfenu znajdują się, prócz elementów, które pochodzą ze znisz-
zenia werrukana, jeszcze jakieś składniki obce, takie jak otoczaki krze-
nieni, znalezione przeze mnie swego czasu w odkrywce IV. Pochodzą one

być może z karbonu obszarów leżących daleko na południe od Tatr. Za
pewne i niektóre inne otoczaki mogą pochodzić z obszarów pozatatrzań
skich leżących daleko na południe. Znaczna jednak część materiału wer
feńskiego pochodzi z rozmycia werrukana, które w wyższych swych czę
ściach zbliżało się zapewne swym składem petrograficznym do werruka
na Karpat Słowackich, gdzie istotny w nim udział biorą arkozy, łupki
i piaskowce. Jak zwracałem już w swej poprzedniej pracy uwagę, inwen
tarz otoczakowy werfenu wykazuje obecność obok elementów bardz
twardych, które mogły przywędrować z daleka, także okruchy piaskow
ca i drobnoziarnistych zlepieńców, które nie zniosłyby długiego transpor
tu i muszą pochodzić z jakiegoś niezbyt odległego obszaru, a więc z po
krywy trzonu. Podkreślałem również w mojej poprzedniej pracy, że cha
rakter petrograficzny werfenu, a mianowicie wysoki stopień wyselekcjo
nowania materiału i przewaga kwarcu przy znikomej ilości skalenia
przemawia również za powstaniem piaskowców werfeńskich z jakiejś
innej skały osadowej a nie bezpośrednio z granitu. Można by mojej te
zie zakładającej, że brak otoczaków granitowych w werfenie dowo
dzi obecności na granicie jakiejś pokrywy osadowej, postawić zarzut, że
przy szybkim nurcie materiał granitowy nie ulegał sedymentacji, ale by
wynoszony daleko i osadzał się w jakichś odległych od Tatr basenach
Oczywiście, że materiał osadzany w pewnym miejscu nie pochodzi bez
pośrednio z podłoża, ale jest zabierany z jakiegoś odleglejszego teren
Niemniej brak otoczaków granitowych wskazuje na to, że na całej prze
strzeni między obszarem sedymentacji a źródłami rzek, które niosły ma
teriał na powstanie werfenu, granit nie odsłaniał się.

Proces sedymentacji werfenu wyobrażam sobie w sposób następu-
jący. Po dłuższym okresie erozji, w czasie którego seria koperszadzka
ulegała rozmywaniu, materiał z niej pochodzący był wynoszony daleko
poza obręb Tatr. Miejscami seria koperszadzka została usunięta w zupeł-
ności tak, że odsłonił się granit. Pokrywa werrukana ocalała przed tria-
sem zapewne na znacznie większej przestrzeni, aniżeli to widzimy dzi-
siaj i uległa zniszczeniu wraz z werfenem dopiero w trzeciorzędzie
i czwartorzędzie, kiedy to zostało odsłonięte jądro granitowe. Pod koniec
werfenu następuje gwałtowny ruch osiadający Tatr. Wyraża się to bar-
dzo szybką zmianą facji od grubych zlepieńców w dole, ku facji łupko-
watej wyżej w profilu o miąższości zaledwie kilkudziesięciu metrów.
W tym momencie zatem cały niesiony przez rzeki materiał uległ sedy-
mentacji. Ponieważ w osadzie nie ma otoczaków granitowych a znajdują
się okruchy i otoczaki skał takich jak piaskowce czy tufity, które ulega-
ją łatwo zniszczeniu, wnoszę, że na całej przestrzeni kilkudziesięciu kilo-
metrów granit nie odsłaniał się albo zupełnie, albo tak nieznacznie, że nie
dawał otoczaków. Wydaje mi się wobec tego, że najlogiczniejszym jest

przypuszczenie, że Tatry przed werfenem posiadały pokrywę werruka-
a i że piaskowce werfenu powstały głównie ze zniszczenia pokrywy wer-
ukanowej.

Pośrednim potwierdzeniem słuszności tej tezy, że Tatry posiadały okrywę werrukana, jest fakt sylifikacji piaskowców werfeńskich, na co wracałem już uwagę w poprzedniej pracy. Zagadnieniem sylifikacji pia-kowców werfeńskich zajmował się Cz. Kuźniar (1913) widząc źródło rzemionki w piaskowcach Pisanej. Wydaje się to mało prawdopodobne e względu na brak śladów wędrówki krzemionki poprzez utwory kajpru środkowego triasu. Wydaje mi się prawdopodobniejsze, że źródłem krze-nionki mogły być osady arkozowe werrukana. Stwierdzona ostatnio obec-ość w serii koperszadzkiej łatwo wietrzejących tufów popiera przypusz-zenie, że źródłem krzemionki, która cementowała piaskowce werfeńskie 'atr, mogły być utwory permskie serii koperszadzkiej, które pokrywały rzon granitowy Tatr.

ZAGADNIENIE CZERWONEJ BARWY SERII KOPERSZADZKIEJ

Zasadnicza masa serii koperszadzkiej — jej spoiwo posiada barwę ntensywnie czerwoną, pozwalającą na pierwszy rzut oka odróżnić tę se-ię od innych skał. Barwa ta jest podkreślana przez wszystkich badaczy, ostatnio A. Michalik (1956) poświęcił jej więcej uwagi, podchodząc do ego zagadnienia z zupełnie odmiennego punktu widzenia, niż to czynili badacze dotychczasowi. A. Michalik wiąże czerwoną barwę serii koper-zadzkiej z nasunięciem werfenu, uważając nawet zaczerwienienie granitu ako dowód nasunięcia. Czerwona barwa miałaby być wywołana wni-kaniem z głębi z trzonu granitowego hematytu, który pod nasunięciem werfenu gromadził się w strefie skruszonej granitu. Wobec faktu, że na-sunięcie werfenu nie istnieje, że seria koperszadzka należy do permu wypełnia kieszenie w granicie powstałe na skutek wietrzenia, jest rze-czą oczywistą, że zagadnienie to trzeba rozpatrywać na zupełnie innej płaszczyźnie. Jak już wykazałem, czerwona barwa na grani Jagnięcego stnieje tylko tam, gdzie występuje seria koperszadzka. Poniżej tej serii granit tu i ówdzie wykazuje zaczerwienienie, ale ma ono zupełnie od-mienny charakter. A. Michalik dowodzi, że infiltracja hematytu pochodzi z głębi, z trzonu granitowego. Niezrozumiałe jest wobec tego, dlaczego nie przenikał on w szczeliny w werfenie. Na szczelinach tych widziałem baryt, lecz hematytu nie zauważyłem.

A. Michalik w swej pracy zajmuje się szczegółowo zaczerwienie-niem granitu występującym w różnych miejscach Tatr. Zjawiska te — moim zdaniem — nie mają nic wspólnego z serią koperszadzką. Nie mam zamiaru zajmowania się zagadnieniem procesów wietrzenia, jakie miały

miejsce w czasie permu na obszarze Tatr. Jest to zupełnie osobne zagadnienie, zapewne niełatwe, którym powinni zająć się petrografowie i mineralogowie. Wydaje mi się, że kwestia ta jest zupełnie otwarta i zasługuje na szczegółowe badanie. Omówię tylko niektóre uwagi A. Michalika odnośnie do procesów, które zachodziły w serii koperszadzkiej. Stwierdza on, że utwory te nie wykazują cech procesów wietrzenia, a tylko obecność procesów hydrotermalnych. Dowodem, że nie były to procesy wietrzeniowe, miałby być fakt, że barwik czerwony (hematyt) wnika szczelinami, gdy samo ziarno skalenia nie uległo jeszcze zwietrzeniu. Wydaje mi się, że sprawa nie jest tak prosta. Fakt, że pod serią koperszadzką leżą miejscami czerwone granity, z których powstały czerwone otoczaki dowodzi, że przed powstaniem serii koperszadzkiej, może pod koniec karbonu, zachodziły jakieś procesy, które spowodowały zaczerwienienie granitu. Później, zapewne na skutek jakichś procesów wietrzeniowych, których charakter należałoby zbadać, powstało czerwone spoiwo serii koperszadzkiej. Może stoi ono w związku, jak przypuszcza M. Morawska z wulkanizmem owego czasu. Z chwilą złożenia osadu w tej masie odbywała się oczywiście dalsza wędrówka związków żelaza, które wnikały w szczeliny strzaskanych ziarn kwarcu i skalenia. Dowodem tego jest fakt, że otoczaki aplitowe i granitowe wykazują wyraźną otoczkę pochodzącą od infiltracji związków żelaza, przenikających z otoczenia.

A. Michalik (1951) opisuje szereg profilów, w których na kontakcie nasuniętej serii nastąpiło zaczerwienienie granitu. Nie będę ich tu omawiać, gdyż nie mają one związku z profilem Jagnięcego Wierchu. Zatrzymam się tylko na jednym przykładzie, gdyż potwierdza on — zdaniem moim — moją koncepcję. Chodzi mi o kontakt werfenu z trzonem granitowym na Ornaku, opisany bardzo szczegółowo przez A. Michalika. Na kontakcie obu serii uległ skruszeniu zarówno granit jak i leżący na nim piaskowiec werfeński, przy czym na styku w niektórych przypadkach granit i piaskowiec zostały tak spojone, że skała jest częściowo granitem, częściowo piaskowcem. Ziarna kwarcu w piaskowcu werfeńskim są na styku starte, a same piaskowce wykazują silne pokruszenie tak, że stają się rozsypliwe i zarówno w nich jak i w wyżej leżących zlepieńcach widać drobne skliważowanie zgodne z płaszczyzną styku i warstwowania. Wszystkie wymienione cechy wskazują niewątpliwie na jakieś lokalne nasunięcie, ale właśnie tych wszystkich cech brak na kontakcie werfenu z serią koperszadzką, co — moim zdaniem — jeszcze silniej, gdyby tego było potrzeba, potwierdza słuszność tezy, że werfen na grani Jagnięcego leży na miejscu.

W związku z zaczerwienieniem granitów pod nasuniętymi seriami nasuwają się pytania, czy tworzenie się hematytu musi być koniecznie wywołane infiltracją z głębi, czy nie można by tłumaczyć jego powstania

a skutek pewnych procesów zachodzących wzdłuż płaszczyzn nasunięcia, rzy czym związki żelaza może pochodzące z biotytu mogłyby w tych 'arunkach dać początek hematytowi. Nieraz na powierzchniach granićw widać cienkie powłoczki hematytowe, które prawdopodobnie powsta-v na tej drodze i nic na pewno nie mają wspólnego z infiltracją z głębi.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W świetle wyżej przedstawionych wywodów stratygrafia omawia-ej serii przedstawia się w sposób następujący:

. Łupki pstre . Piaskowce kwarcytyczne białe i czerwone . Piaskowce kwarcytyczne z otoczakami . Zlepieńce kwarcytyczne	werfen dolny (seis)
Przerwa — erozja — niezgodność?	
. Glina czerwona z okruchami granitu i żyłkami kwarcowo-skaleniowymi oraz tufami i skałami wulkanicznymi . Zlepieniec granitowy	seria koperszadzka (perm)
niezgodność?	
. Granit szary i czerwony	karbon

Paleogeografia tego okresu wyglądałaby w sposób następujący. V górnym karbonie, być może nie w jednej fazie, przychodzi do intruzji ranitu, który następnie ulega zgnejsowaniu i strzaskaniu. W tym czaie, być może, zachodzą jakieś procesy hematytyzacji, jak tego dowodzą zerwone granity leżące pod serią koperszadzką. Z początkiem permu rzon granitowy ulega procesowi wietrzenia, w czasie którego powstają agłębienia, które ulegają zapełnieniu przez utwór gliniasty o barwach itensywnie czerwonych. W miejscach głębszych gromadzą się zlepieńce, yżej gliny, a pod koniec zaczynają powstawać mułowce i osady żwiowate. W czasie tworzenia się tej serii jak i później zaznacza się działność wulkaniczna, w której wyniku powstają pokrywy law i tufy. 'eren jest silnie zróżnicowany. Powstają głębokie depresje jak nad Hroem, które wypełniają się osadem grubości do 1000 m. Tatry miały zaewne również pokrywę werrukana, w wyższych ogniwach zbudowaną utworów arkozowo-piaszczysto-łupkowych z interkalacjami law i tuów. Pod koniec permu następują ponownie silne ruchy. Rozpoczyna się kcja rzek, które atakują miejsca wyższe, a więc w pierwszym rzędzie zon tatrzański, niszcząc utwory werrukana. Produkty niszczenia osa-

dzają się w peryferycznych basenach. Z początkiem triasu Tatry bardzo szybko się zanurzają, w związku z czym cały materiał niesiony przez rzeki ulega sedymentacji. Zrazu są to grube żwiry, potem piaski a wreszcie muły czerwone pochodzące z najsubtelniejszych elementów werrukana. Utwory te przechodzą stopniowo w osady środkowego triasu rozpoczynając nowy i zwarty cykl sedymentacyjny.

Przedstawione wyżej fakty prowadzą do następujących wniosków:

1. Werfen na grani Jagnięcego leży normalnie i nie został tektonicznie nasunięty. Kontakt ma charakter sedymentacyjny. Pomiędzy werfenem a niżej leżącą serią koperszadzką istnieje przerwa sedymentacyjna wywołana erozją.

2. Niżej leżąca seria koperszadzka jest sedymentem, który powstał w permie z produktów niszczenia trzonu granitowego Tatr, a częściowo z materiałów piroklastycznych i skał wulkanicznych. Odpowiada on czasowo werrukanu Centralnych Karpat.

3. W czasie permu miała miejsce na terenie Tatr działalność wulkaniczna podobnie jak na obszarze Karpat Centralnych.

Z Zakładu Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
w listopadzie 1956

LITERATURA CYTOWANA

CZARNOCKI J. 1922. Stratygrafia nowoodkrytych i mało znanych utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie de sédiments paléozoiques nouvellement découverts et peu connus des montagnes de Święty Krzyż). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), nr 3. Warszawa.

HAMERSKA M. 1923. Old-red podolski. Szkic petrograficzny. — Kosmos, t. 48.

HUENE FR. 1940. Das Alter des Verrucano auf Grund zahlreicher Reptilfährten. — Ecl. Geol. Helv. 33/2.

HÜGI T. 1941. Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXI.

KOTAŃSKI Z. J. 1956. O triasie wierchowym w Tatrach (The High-Tatric Triassic in Tatra Mts.) — Przegląd Geol., z. 7. Warszawa.

KOUTEK J. 1931. La fênetre de Stare Hory. Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales. Knihovna Statn. Geol. Ust. Česk. Slov. Rep. Sv. 13 A. Praha.

KUŹNIAR CZ. 1913. Skały osadowe tatrzańskie. — Rozpr. Ak. Um. Kraków.

LIMANOWSKI M. 1903. Perm i trias lądowy w Tatrach. — Pam. Tow. Tatrz., 24. Kraków.

IICHALIK A. 1951. Brzeżna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej (Okrainnaja zona kristalličeskogo massiva Tatr v rajone Kosistoj). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 61. Warszawa.

— 1955. Tektonika serii wierchowej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série hauttatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). — Ibidem, 96. Warszawa. (Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu — From geological researches in the Tatra and in Podhale)

— 1956. W sprawie genezy „zlepieńca Koperszadzkiego" w Tatrach (Sur la genése du „conglomérat de Koperszady" dans la Tatra). — Ibidem, 109. Warszawa.

ASSENDORFER E. 1950. Materiały do geologii Tatr. — I. O zlepieńcu koperszadzkim. — II. O wapieniu murańskim (Matériaux pour la connaissance de la géologie des Tatras. — I. Sur le conglomérat de Koperszady. — II. Sur le calcaire de Murań). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XIX. Kraków.

OKOŁOWSKI ST. 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych (1950. Les Tatry Bielskie. La géologie de leurs versants méridionaux). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), vol. IV. Warszawa.

URNAU-MORAWSKA M. 1947. Permotrias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego (Permian and Triassic continental facies of Tatra and their relation to the crystalline mass). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Sectio B, vol. II. Lublin.

— 1955. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfen Beds in Tatra. Summary). Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIII. Kraków.

HLIG V. 1897. Die Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-Naturw. Cl. Bd. 64. Wien.

. ПАССЕНДОРФЕР

КОПЕРШАДСКИЙ КОНГЛОМЕРАТ, ЕГО ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ

(Резюме)

В ребре Ягненцего Верха (Высокие Татры), немного выше перевала Под Копой", выступает серия пород построенная внизу из гранитого конгломерата, а выше из красных глин. Эти породы покрыты варцитовыми песчаниками нижнего триаса. Упомянутый конгломеат был назван Лимановским (Limanowski 1903) копершадским конюмератом и вместе с выше залегающими песчаниками причислен пермотриасу. Ст. Соколовски (Sokołowski 1948) разделил этот комлекс на нижнюю часть — конгломератовую, соответствующую верукано Словацких Карпат и верхнюю часть — песчаниковую, придлежащую к верфену. Этот взгляд был шире представлен автором статье (Passendorfer 1950), в которой он занялся генезисом обоих омплексов, а также стремился доказать, что верфен залегает в нор-

мальных условиях на копершадском конгломерате и что он образо-вался, главным образом, за счёт уничтожения пермского покров кристаллического массива Татр. Против этих выводов в последне время выступил А. Михалик (Michalik 1956) утверждая, что копер-шадский конгломерат представляет собой тектоническую брекчин образовавшуюся вследствие надвига верфена, а глыбы в конгломе-рате образовались в результате сферического выветривания гранит Этим утверждениям Михалика противоречат очевидные факты. Ис-следование нижней поверхности верфенских песчаников, залегаю-щих непосредственно на копершадской глине, показывает, что эт нормальная седиментационная поверхность без следов каких нибуд скольжений. В пользу этого говорит тоже характер красной глин не обнаруживающей никаких тектонических деформаций. Кроме то в глине выступают кварцево-полевошпатовые жилки и прослойк туффитов и лав, не деформированные тектонически, что противо-речит возможности каких нибудь передвижений. Способ выступани копершадской серии показывает, что она выполняет углублени в граните, которые по всей вероятности образовались в пермско периоде на поверхности гранитного массива Татр. Характер блок и гальки доказывает, что они не могли образоваться вследствие сф-рического выветривания, так как они состоят из разнообразных п род, а именно из красного и серого гранита, пегматита и аплита. Н является возможным, чтобы эта галька могла образоваться из окр жающей породы, состоящей из глинистой массы выполненной облом ками горных пород. Не подлежит малейшему сомнению, что копер-шадская серия представляет седимент, который образовался в перм-ском периоде из продуктов разрушения гранита, а также туффитов которые существовали тоже среди красных глин.

Стратиграфия выше описанной серии представляется следующи образом:

7. Пестроцветные сланцы	нижний верфен
6. Кварцитовые белые и красные песчаники	
5. Кварцитовые песчаники с галькой	
4. Кварцитовые конгломераты	
Перерыв — эрозия	
3. Красная глина с обломками гранита, пегматито-выми жилками и туффитами	копершадская серия — пермь
2. Гранитный конгломерат	
1. Серый и красный гранит	карбон

E. PASSENDORFER

LE CONGLOMÉRAT DE KOPERSZADY (TATRA ORIENTALE) SA FORMATION ET SON ÂGE

(Résumé)

SOMMAIRE: L'auteur démontre que le conglomérat granitique de Koperszady et l'argile rouge qui reposent sur le cristallin de Jagnięcy Wierch dans la Tatra Orientale contrairement à l'opinion émise récemment par Michalik (1956) ne sont pas une brèche tectonique mais un sédiment qui a été formé pendant le Permien. Les tufs rhyolitiques qui ont été trouvés dernièrement dans cette série determinent sans nul doûte son caractère sédimentaire et en même temps son âge. Le Werfénien repose en place et est separé du Permien par une lacune d'érosion. Les matériaux pour sa formation proviennent de la destruction de la couverture permienne qui recouvrait autrefois tout le cristallin.

Le nom de conglomérat de Koperszady (Koperszady—vallée au pied de Bielskie Tatry dans la Tatra Orientale) a été donné par M. Limanowski à une roche conglomératique composée de galets de granite reposant sur le cristallin dans la crête de Jagnięcy Wierch. Cette roche et les grès-quartzites qui les surmontent ont été attribués par la plupart des géologues au permo-trias. Ce n'est que St. Sokołowski (1948) qui en s'appuyant sur les analogies du caractère pétrographique de la couverture du cristallin dans les Carpathes Centrales a divisé cette série en deux termes, dont l'inférieur, conglomératique, pourrait correspondre au Permien, le supérieur au Werfénien.

En 1950 (E. Passendorfer) j'ai publié une courte note dans laquelle, en soutenant l'idée principale de St. Sokołowski, j'ai exposé mes opinions sur la genèse de la série conglomératique et son rapport au Werfénien. En particulier, j'ai présenté des preuves que le Werfénien repose en place et que les grès werféniens se sont formés au dépens du Verrucano qui recouvrait autrefois tout le cristallin de la Tatra. Récemment A. Michalik (1956) rejette ces idées et regarde le conglomérat de Koperszady comme une brèche tectonique formée par le charriage sur le cristallin. Les blocs du conglomérat n'ont pas été déposés par le transport quelconque mais doivent leur formation à l'altération sphéroïdale de granite en place. En conséquent il n'y aurait pas dans la Tatra de roches d'âge permien et le terme le plus inférieur serait le Werfénien.

Les recherches que j'ai exécutées l'année passée ont confirmé mes opinions dans toute l'étendue et outre cela ont permis d'approfondir et d'élargir notre connaissance de la géologie de cette région.

L'étude détaillée du contact du Werfénien avec la série de Koperszady a montré que la surface inférieure des grès quartzites werféniens porte des traces de sillons et de côtes (pl. XXVI, fig. 1 i 2) formées comme

un moulage de la surface supérieure de la série de Koperszady qui a été érodée avant le Werfénien. La série de Koperszady se divise en deux termes. Le supérieur c'est l'argile rouge, par place très sableuse contenant de débris, parfois des galets de granite gris et rouge, de quartz, de feldspath et des grandes paillettes de mica. Ces débris sont parsemés dans l'argile sans aucune orientation ni stratification. Dans la roche on ne voit pas aucune trace de glissement ni de lamination. Dans l'immédiat voisinage du contact avec le Werfénien apparaissent des schistes argileux intercalés par des minces couches des conglomérats. Ces couches sont absolument intactes et ne montrent pas aucune trace de déformations tectoniques. Un peu au dessous on voit de minces filons composés de quartz, de feldspath et de mica blanc (pl. XXVII, fig. 1 i 2; pl. XXVIII, fig. 1) qui ne montrent pas non plus de déformations. Si le Werfénien était charrié sur le cristallin et la série de Koperszady formait une sorte de mylonite, il serait absolument impossible que les schistes argileux très nettement stratifiés et les filons quartzo-feldspathiques aient conservé leur structure intacte. Cela démontre que le Werfénien n'est pas charrié et répose en contact normal sur une série qui a tous les traits d'un sédiment. Il faut souligner que dans cette série un peu vers l'Ouest a été trouvée une couche d'une roche verte ayant tous les traits d'une roche volcanique, c'est à dire d'un tuf ou tuffite rhyolitique ou même d'un rhyolite. Cela souligne encore plus fort le caractère sédimentaire de la série de Koperszady et détermine en même temps son âge.

Le terme inférieur de la série de Koperszady c'est le conglomérat composé de blocs et galets de granite gris et rouge, d'aplite et de pegmatite atteignant la grandeur d'une tête d'homme. Les blocs sont noyés dans un ciment argilo-ferrugineux rempli de petits débris provenant d'altération de granite. Quelques-uns de ces blocs sont parfaitement roulés, les autres plus ou moins anguleux. La répartition des galets montre très clairement (pl. XXVIII, fig. 2 — pl. XXXIII) une sorte de stratification qui se traduit par l'arrangement parallèle des blocs. Par place la roche a caractère d'un gravier avec des galets parfaitement roulés. La différenciation pétrographique du conglomérat composé des galets de granite, d'aplite et de pegmatite qui se trouvent l'un à côté de l'autre exclut absolument la possibilité d'une interprétation que ces blocs aient été formés par l'altération sphéroïdale. Au contraire, ils portent tous les traits d'un transport indubitable, mais peut-être non lointain, vu la forme angulaire d'une partie des blocs. La stratification parfois très nette et l'arrondissement des galets témoigne d'une action de l'eau courante.

Comme la série de Koperszady répose sur le cristallin classifié comme Carbonifère en comblant des pôches et des dépressions et est recouverte par des grès liés avec des marnes et dolomies du Trias Moyen —

appartenant donc au Werfénien — il est clair qu'on doit à la série de Koperszady attribuer l'âge permien.

La série de Koperszady rappelle très vivement les dêpots réposant dans les Carpathes Centrales directement sur le cristallin et rapportés par les géologues slovaques au Permien. Ils débutent par des conglomérats composés, pareillement comme dans la Tatra, des grands blocs et galets de granite qui sont surmontés par des grès et des arkoses. Dans la vallée du Hron apparaissent dans cette série des tufs, tuffites et des porphyres, semblables à ceux de la série de Koperszady.

En me basant sur les faits décrits je constate que le Werfénien répose sur la crête de Jagnięcy Wierch en contact normal sur une série argileuse en haut et conglomératique en bas qu'on doit rapporter au Permien. Entre ces deux séries il y a une lacune d'érosion. La stratigraphie de la dite série se présente comme suit:

7. schistes rouges 6. grès-quartzites rouges 5. grès-quartzites avec des galets 4. conglomérats quartzeux avec des galets	Werfénien inferieur
lacune — érosion — discordance?	
3. argile rouge schisteuse avec des petits débris de granite gris et rouge et avec des tufs volcaniques et rhyolites 2. conglomérats grossiers de granite	Permien
discordance	
1. granite	Carbonifère

Laboratoire de Géologie Dynamique
de l'Université de Varsovie
Novembre 1956

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXVI—XXXIII

DESCRIPTION DES PLANCHES XXVI—XXXIII

Pl. XXVI

Fig. 1 i 2

Kontakt werfenu (w górze) z serią koperszadzką. Odkrywka II. Na fotografii widać nierówną, pokrytą żebrami dolną powierzchnię zlepieńców kwarcytycznych werfenu. Długość trzonka młotka 50 cm

Fot. Zb. Kotański

Le contact du Werfénien en haut avec la série de Koperszady. Affleurement II. On voit sur la photographie la surface inférieure des grès-quartzites werféniens recouverte par des sillons et côtes

Pl. XXVII

Fig. 1 i 2

Żyłki kwarcowo-skaleniowe przecinające glinę czerwoną. Odkrywka II. Na fotografii górnej widoczne są otoczaki granitowe. Żyłki przebiegają niezgodnie w stosunku do płaszczyzn łupkowatości widocznych na fotografii i nie uległy żadnym zaburzeniom. Rozmiary altimetru 6,0 × 7,2 cm

Fot. Zb. Kotański

Des filons quartzo-feldspathiques traversant l'argile rouge. Ces filons sont discordants par rapport aux surfaces de schistosité et ne montrent aucune trace de déformation (affleurement II)

Pl. XXVIII

Fig. 1

Żyłki kwarcowo-skaleniowe. Odkrywka II
Filons quartzo-feldspathiques (affleurement II)

Fot. Zb. Kotański

Fig. 2

Struktura zlepieńca w odkrywce II. Dolna część profilu. W czerwonej glinie tkwią słabo obtoczone, miejscami kanciaste bloki (górna część fotografii) odcinające się ostro od otaczającej skały. Z prawej strony widoczna jest płaszczyzna uskokowa przecinająca otoczaki

Fot. Zb. Kotański

La structure du conglomérat dans l'affleurement II. La partie basale de la coupe. Dans l'argile rouge on voit des galets peu arrondis parfois anguleux (la partie supérieure de la photographie). Les galets se detachent très nettement de l'argile. A droite on voit une petite faille qui traverse les galets

Pl. XXIX

Fig. 1

Struktura zlepieńca koperszadzkiego (odkrywka IV). W środku fotografii duży, płaski otoczak granitu czerwonego; na prawo od niego otoczak granitu szarego. Otoczaki tkwią w masie gliniastej przepełnionej okruchami granitowymi

Fot. St. Zwoliński

La structure typique du conglomérat de Koperszady (affleurement IV). Au milieu on voit un grand galet applati d'un granite rouge. A droite de celui-ci — un galet de granite gris. Les galets sont noyés dans un ciment argileux rempli de débris de granite

Fig. 2

Typowa struktura zlepieńca koperszadzkiego. Odkrywka IV. Widać różnej wielkości i różnego kształtu bloki i otoczaki tkwiące w masie druzgotu spojonego gliną czerwoną

Fot. Zb. Kotański

La structure typique du conglomérat de Koperszady (affleurement IV). On voit des galets de différente grandeur et forme, noyés dans une masse bréchoïde cimentée par l'argile rouge

Pl. XXX

Fig. 1

Struktura zlepieńca koperszadzkiego. Odkrywka IV. Otoczaki tkwiące w masie gliniasto-brekcjowatej wykazują wyraźne ułożenie

Fot. Zb. Kotański

Structure du conglomérat de Koperszady (affl. IV). Des galets noyés dans une masse argilo-bréchoïde montrent une orientation distincte

Fig. 2

Zlepieniec koperszadzki. Odkrywka IV. Widać jest wyraźnie pewne ułożenie składników

Fot. Zb. Kotański

Structure du conglomérat de Koperszady (affl. IV). On voit une disposition parallèle des galets

Pl. XXXI

Fig. 1 i 2

Zlepieniec koperszadzki. Odkrywka IV. Na fotografiach zaznacza się wyraźne warstwowanie tak otoczaków jak i „spoiwa"

Fot. Zb. Kotański

Structure du conglomérat de Koperszady (affl. IV). On voit sur la photographie une stratification très nette des galets et du ciment

Pl. XXXII

Fig. 1 i 2

Typowy obraz struktury zlepieńca koperszadzkiego. Odkrywka IV. Na fig. 1 widoczne skorupowe pękanie bloków

Fot. St. Zwoliński

Structure typique du conglomérat de Koperszady (affl. IV). Sur la photographie on voit une exfoliation concentrique d'un bloc de granite

Pl. XXXIII

Fig. 1

Odkrywka IV. Ławica arkozy leżąca na zlepieńcu, a pod serią gliniastą (obszar porośnięty trawą)

Fot. St. Zwoliński

Une couche d'arkose reposant sur le conglomérat et sous la série argileuse (terrain recouvert par l'herbe). Affleurement IV

Fig. 2

Bardzo charakterystyczna struktura zlepieńca koperszadzkiego. Odkrywka IV. Widoczne bezładnie rozrzucone bloki zaokrąglone i kanciaste wśród wyraźnie warstwowanej masy gliniasto-brekcjowatej

Fot. St. Zwoliński

Une structure très caractéristique du conglomérat de Koperszady (affl. IV). On voit des blocs arrondis et anguleux disposés sans aucune orientation dans une masse argilo-bréchoïde montrant une stratification



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig 2



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

Fig. 1

Fig. 2

Fig. 1

Fig. 2

MARIA TURNAU-MORAWSKA

Petrografia i geneza zlepieńca koperszadzkiego

TREŚĆ: Wstęp — Seria koperszadzka w świetle analiz mikroskopowych: odkrywka I; odkrywka II: mułowce, żyłki kwarcowo-skaleniowo-barytowe, charakter petrograficzny otoczaków, skały wulkaniczne, granit czerwony z dolnej części odkrywki II; odkrywka IV: zlepieniec, arkoza sponad zlepieńca, „czerwona glina" — Wnioski co do genezy serii koperszadzkiej — Stosunek werfenu do serii koperszadzkiej — Literatura cytowana

WSTĘP

Analizę mikroskopową niektórych skał z serii koperszadzkiej rozpoczęłam jeszcze w roku 1954. Materiał do badań dostarczył mi E. Passendorfer, a niektóre okazy St. Sokołowski. Jednakże aż do sezonu letniego 1956 nie zapoznałam się z tą serią w terenie, ani też nie miałam do dyspozycji wszystkich typów litologicznych zlepieńca koperszadzkiego i leżących na nim utworów piaszczysto-gliniastych. Dlatego też nie umiałam się wypowiedzieć na temat genezy osadów.

Dwie wycieczki z E. Passendorferem i jego współpracownikami na teren odsłonięć serii koperszadzkiej oraz szczegółowa analiza mikroskopowa materiału zebranego z całego profilu serii wyjaśniły mi zasadnicze zagadnienia związane z charakterem petrograficznym i genezą utworów, budzących od tylu lat zainteresowanie zarówno geologów jak i petrografów.

Poglądy moje na genezę serii koperszadzkiej są w głównych zarysach podobne do poglądów E. Passendorfera. Wnikając w mikroskopową budowę utworów wprowadziłam jednak pewne uzupełnienia odnośnie do charakterystyki skał, wśród których stwierdziłam obecność ryolitów i tufów ryolitowych.

SERIA KOPERSZADZKA W ŚWIETLE ANALIZ MIKROSKOPOWYCH

Opis typów litologicznych serii koperszadzkiej podam w kolejności opisów odkrywek przedstawionych w części geologicznej.

Odkrywka I

Analizowany okaz jest skałą o charakterze scementowanej „gliny“[1] dość kruchą. Na tle zbitej masy barwy wiśniowej, upstrzonej srebrnymi blaszkami miki, widoczne są okruchy skał i minerałów, przeważnie ostrokrawędziste i nie większe od 0,5 cm; nieliczne tylko okruchy mają wielkość ponad 1 cm średnicy i te bywają częściowo obtoczone. Wśród okruchów rozpoznać można ziarna różowych skaleni, białych kwarców, różowych i szarych granitów oraz blaszki biotytu i muskowitu. Ani w ułożeniu okruchów, ani w teksturze masy drobnoziarnistej nie zaznacza się łupkowatość ani warstewkowanie.

W obrazie mikroskopowym rzuca się w oczy dobry stan zachowania składników mineralnych, poza plagioklazami, które są częściowo lub całkowicie zastąpione przez agregaty bezbarwnego minerału blaszkowatego o wysokiej dwójłomności. Skalenie potasowe, do których należy mikroklin i pertyt, są bardzo świeże; również zupełnie świeży jest oliwkowo-brunatny biotyt. Rzadko i nieznacznie dotknięty jest on procesem chlorytyzacji, który to proces nie jest najczęściej procesem wietrzeniowym, lecz związanym z procesami pomagmowymi. Ta świeżość biotytu zwraca uwagę wobec scementowania okruchów masą ilasto-żelazistą barwy czerwono-brunatnej, przeświecającą i agregatowo-polaryzującą; świeży biotyt ostro odgranicza się od tej masy nie będącej zatem produktem jego wietrzenia. Obok skaleni i biotytu widoczne są wśród okruchów ziarna kwarcu, bądź pojedyncze, bądź też o strukturze mozaikowej, blaszki muskowitu, okruchy granitów, pegmatytów, kwarców żyłowych oraz rzadko okruchy podobne do tufów lub ciasta skalnego, zbudowane z agregatów kwarcu, chlorytu, serycytu, z pustymi miejscami o zarysach wykruszonych prakryształów, lub okruchy szkliwa. Wszystkie te okruchy są ostrokrawędziste, a ziarna pojedynczych minerałów mają kształty zatokowate jak u zresorbowanych ziarn skał wylewnych. Niektóre okruchy granitów i kwarców poprzecinane są żyłkami wypełnionymi bezbarwnym minerałem podobnym do serycytu oraz zbitymi tlenkami czy wodorotlenkami żelaza. Tekstura skały jest zupełnie bezładna zarówno w ułożeniu większych okruchów, jak i najdrobniejszych blaszek.

Z punktu widzenia genezy można tę skałę uważać za nieznacznie przerobioną transportem wodnym zwietrzelinę granitową, przypuszczalnie z niewielką domieszką materiału tufowego.

---

[1] Nazwa „glina“ dla tej skały nie odpowiada ściśle przyjętej klasyfikacji skał osadowych. Glina jest skałą ilasto-piaszczystą nie scementowaną, nazwa „glinowiec“ nie została jeszcze ogólnie przyjęta. Poza tym, ze względu na obfitość materiału psamitowo-aleurytowego, skała zbliża się miejscami do piaskowca o spoiwie ilastym. Przy opisach makroskopowych tej skały i podobnych używam jednak nazwy „glina czerwona“ tak samo, jak E. Passendorfer.

Odkrywka II

Analizowany okaz został pobrany z części przeciętej żyłkami kwarcowo-skaleniowymi z barytem i zawiera kilkumilimetrowej grubości żyłkę kwarcowo-barytową. Jest to skała krucha, wyraźnie złupkowacona, barwy ciemnowiśniowej z nieregularnie rozrzuconymi plamkami szarozielonymi. Pod lupą można stwierdzić, że nie ma w tych plamkach odmiennej tekstury ani składu mineralnego różniącego się od pozostałej części skały, a zostały tu tylko wyługowane tlenki żelaza. Makroskopowo wyróżnić można kilkumilimetrowej średnicy ziarna różowych skaleni oraz bezbarwnych i różowych szklistych kwarców. Widoczne są też blaszki muskowitu i biotytu. Wszystkie te okruchy mimo złupkowacenia skały rozrzucone są w niej bezładnie.

Został wykonany szlif z okazu wraz z kawałkiem żyłki (pl. XXXIV, fig. 1). W mikroskopie widać, że żyłka składa się z pozazębianych ziarn kwarcu, łuseczkowatego muskowitu oraz ze zbitych skupień barytu. Kwarc ma miejscami charakter zrekrystalizowanego chalcedonu, o zaznaczonej jeszcze włóknisto-sferolitycznej budowie. Żyłka ma grubość 1-2 mm i przebiega wzdłuż nieregularnej wężowej linii, w sposób nieostry odcinając się od skały, którą przecina.

Skała ma charakter niejednorodny, miejscami bardziej zbliżając się do gliny czy brekcji wietrzeniowej, miejscami — do tufu czy tufitu. Do elementów scementowanych czerwono-brunatną masą ilasto-żelazistą należą okruchy skał i ziarn pojedynczych minerałów. Wśród okruchów skał wyróżnić można następujące: kwarce mozaikowe, często o charakterze skał żyłowych, granity często bogate w myrmekit, granofiry, pegmatyty mikroklinowe z muskowitem, tufy względnie okruchy ciasta skalnego ryolitów z łyszczykami ułożonymi fluidalnie oraz czerwone skały o charakterze gałek ilastych czy tufów. Niektóre okruchy granitów i kwarców o mozaikowej budowie są poprzecinane żyłkami z minerałem blaszkowatym silnie dwójłomnym, któremu towarzyszą niekiedy tlenki żelaza. Te żyłki nie przecinają spoiwa. Wśród pojedynczych ziarn mineralnych przeważa skaleń potasowy, ortoklaz, mikroklin i pertyt, świeży brunatny biotyt i obfity muskowit; rzadsze są plagioklazy wypełnione najczęściej całkowicie drobnołuseczkowatym silnie dwójłomnym minerałem. Ziarno jest ostrokrawędziste, często zresorbowane, źle wysortowane. W teksturze skały równoległe ułożenie składników zaznacza się niewyraźnie, niekiedy widoczne jest u łyszczyków. Charakter osadowy skały zaznacza się w tym, że ziarna kwarcu występują tu w większym procencie niż w granicie czy granodiorycie. Nastąpiła tu zatem pewna selekcja wskutek wietrzenia i niedalekiego transportu.

Mułowce

W górnej części serii koperszadzkiej w odkrywce nr 2 tuż pod werfenem pojawiają się na przemian leżące warstewki mułowców ilastych i zlepieńców (patrz fig. 5 w artykule E. Passendorfera). Obraz w płytce cienkiej takiego mułowca wygląda następująco: skała jest zbudowana z pelitycznych części granitu, wzbogaconych w kwarc, scementowanych nieprzezroczystą ilasto-żelazistą masą czerwono-brunatną. Obok ostrokrawędzistych ziarn kwarcu występują tu zwietrzałe plagioklazy, rzadziej ortoklaz i mikroklin, okruchy granitów i kwarców żyłowych do 1 mm średnicy oraz bardzo liczne łyszczyki należące do muskowitu i bardzo świeżego biotytu. Łyszczyki swym ułożeniem nadają skale mikroteksturę równoległą. Być może jest także i w tej skale nieznaczna domieszka materiału piroklastycznego, o czym świadczy obecność okruchów przypominających odszklone szkliwo, te okruchy są jednak rzadkie. Materiał pochodził głównie z rozdrobnionego granitu i został przypuszczalnie osadzony w mało ruchliwym środowisku wodnym.

Żyłki kwarcowo-skaleniowo-barytowe

Wykonano także szlify mikroskopowe z grubszych żyłek przecinających skałę z odkrywki II. W szlifie wykonanym ze środkowej części żyłki widać, że przeważającym składnikiem jest kwarc w ziarnach pozazębianych, przechodzących miejscami w mikrokrystaliczne agregaty. Podrzędnie występuje ortoklaz i mikropertyt (pl. XXXIV, fig. 2) z wrostkami kwarcu. Skąpy bezbarwny łyszczyk tworzy łuseczkowate gniazda. Żyłka jest spękana i poprzecinana żyłkami drobnoziarnistego kwarcu i barytu.

W szlifie mikroskopowym, wykonanym z rozszerzonego zakończenia żyłki, widoczne są jedynie kwarc i baryt; ten ostatni tworzy miejscami skupienia sferolityczne. Jest to baryt wcześniejszej generacji niż ten, który przecina żyłki poprzecznie, o czym świadczy lepsze wykształcenie kryształów i zazębianie się z ziarnami kwarcu opisanego barytu w żyłce rozszerzonej. Kwarc przechodzi w tej żyłce miejscami w formy skupień podobne do chalcedonu.

Z powyższych obserwacji mikroskopowych wynika, że żyłka powstała w hydrotermalnym stadium procesów pomagmowych i w temperaturze stosunkowo niskiej tak, że w niektórych chłodniejszych częściach wytrącała się krzemionka w postaci koloidalnej.

Charakter petrograficzny otoczaków

Otoczaki i kanciaste okruchy, występujące w dolnej części odkrywki z żyłkami, mają zwykle średnicę 2-4 cm. Już obserwacja makroskopowa tych okruchów stwierdza, że należą one do kwarców żyłowych, peg-

[...]atytów i aplitów. Wykonano szlif mikroskopowy z półobtoczonego okru[...]nu aplitu. Interesujący jest obraz tej skały w mikroskopie (pl. XXXV, [...]g 1). Widać w nim postrzępione relikty plagioklazów wypełnionych se[...]ycytem, tkwiące wśród ziarn mikroklinu, mikropertytu i kwarcu. Okruch [...]en pochodzi zapewne ze strefy granitów zautometamorfizowanych, we[...]ług terminologii A. Michalika (1951).

[...]kały wulkaniczne

Najbardziej odbiegająca swym wyglądem makroskopowym od „gli[...]y czerwonej" (według terminologii E. Passendorfera) jest skała barwy [...]zaro-zielonej, znacznie bardziej zwięzła od dotychczas opisanych, o cha[...]akterze kwaśnej skały wylewnej lub tufu. Na tle zbitej drobnokrysta[...]cznej masy widoczne są makroskopowo ziarna różowych lub żółtawych [...]kaleni, często o zarysach automorficznych do 3 mm średnicy, bezbarw[...]e szkliste lub różowe ziarna kwarcu, kanciaste lub zaokrąglone, bezład[...]ie rozrzucone blaszki biotytu i muskowitu oraz gniazda żółtawo-brunat[...]ej substancji, niekiedy o zarysach owalnych. Skała zawiera też ziarna [...] charakterze okruchowym należące do kwarcu, skaleni i granitów. Ziar[...]a te dochodzą do 0,5 cm średnicy.

Wykonano szereg szlifów mikroskowych z tej skały i z różnych oka[...]ów o podobnym wyglądzie (pl. XXXV, fig. 2; pl. XXXVI, fig. 1 i 2; [...]l. XXXVII, fig. 1). Z obrazów mikroskopowych wynika, że skład i struk[...]ura utworu jest zmienna. W niektórych częściach jest to tuf ryolitowy [...]ogaty w okruchy granitu oraz law ryolitowych, zawierający także poje[...]yncze składniki ryolitu. W innych częściach jest to raczej ryolit z wto[...]ionymi okruchami kwarców mozaikowych i granitów. Składnikami ryo[...]tu są następujące minerały: ortoklaz, niekiedy sanidyn (o bardzo ma[...]ym kącie osi optycznych), kwarc, biotyt i serycyt obficie rozproszony [...] cieście skalnym, mikrokrystalicznym, zwykle bogatym w szkliwo, często [...]awet prawie zupełnie szklistym. Wielkość prakryształów wynosi zwykle [...]k. 1 mm średnicy. Skaleń potasowy występuje zwykle w nieregularnych, [...]resorbowanych ziarnach, rzadziej w słupkach automorficznych, niekie[...]y pojawiają się zbliźniaczenia karlsbadzkie. Ziarna są na ogół świeże, [...]e zawierają często dziurki jakby po wykruszonym szkliwie, niekiedy [...]rostki izotropowej zielono-brunatnej substancji. Ziarna kwarcu najczę[...]ciej są zresorbowane, czasem hypautomorficzne. Biotyt jest brunatny, [...]ardzo świeży, podobny do biotytu granitów. Czasem trudno jest roz[...]rzygnąć, które blaszki biotytu powstały z rozpylenia granitu, a które są [...]wiązane genetycznie z lawą ryolitową. Niekiedy ułożenie blaszek bio[...]tu nadaje teksturze ciasta skalnego charakter fluidalny.

Podobnie wykształcone minerały występują w okruchach law spo[...]kanych w częściach tufowych skały, tylko prakryształy są tutaj mniej-

sze niż w ryolitach. Ciasto skalne jest tu niekiedy izotropowe. Niektóre okruchy law zawierają gniazda wypełnione kwarcem i chlorytem, o charakterze utworów mineralizujących pęcherzyki pogazowe.

Do okruchów obcych, nie związanych genetycznie z lawą, należą okruchy granitów, kwarce mozaikowe, czerwone gałki iłaste, muskowit względnie serycyt oraz części skaleni, kwarcu i biotytu. Nie ulega wątpliwości, że tkwiące w opisanych skałach wulkanicznych okruchy granitów nie są podobne do skał ze spągu serii koperszadzkiej, ani też na ogół do okruchów zawartych w serii poprzednio opisanych skał czerwonych. Są to granity zbudowane prawie wyłącznie ze skalenia potasowego, głównie mikroklinu i mikropertytu. Plagioklazy są rzadkie, niezbliźniaczone i należą prawdopodobnie do albitu. Przypuszczalnie te okruchy zostały wyrwane ze ścian głębszej części kanału wulkanicznego.

Opisane skały wulkaniczne nie wykazują żadnych cech świadczących o ich przeróbce procesami sedymentacyjnymi. Dlatego wykazują znaczną zwięzłość, a ich tekstura jest na ogół bezładna. Niekiedy zaznacza się pod mikroskopem tekstura fluidalna.

Ławica skały szaro-zielonej przechodzi bez ostrej granicy w sąsiadujące z nią utwory również zwięzłe i również wykazujące porfirową strukturę, lecz posiadające barwę wiśniowo-czerwoną. Tu i owdzie pojawiają się na skałach czerwonych plamki i żyłki szaro-zielone. Pod mikroskopem widać, że skład i struktura części czerwonej są takie same jak w plamkach, zaznacza się jednak stopniowe zanikanie wodorotlenków żelaza.

Okaz pobrany z bezpośredniego sąsiedztwa skały szaro-zielonej jest w głównej swej masie prawie afanitowy, zwięzły, z rzadko widocznymi blaszkami miki białej i jeszcze rzadszymi ziarnami kwarcu o zarysach nieregularnych. Ponadto tu i owdzie rozrzucone są brunatno-żółte okrągławe gniazda należące, być może, do skaleni lub wypełnień pęcherzy pogazowych. Pod mikroskopem okazuje się, że skała ma również cechy utworu wulkanicznego, lecz ciasto skalne jest impregnowane czerwoną substancją, a poza tym zbliża się ona do tufitu. Świadczy o tym domieszka zserycytyzowanych plagioklazów, większa ilość kwarców mozaikowych oraz lekko zaznaczająca się tekstura równoległa, typu osadowego.

Nie jest jednak regułą, aby skały o czerwonym zabarwieniu zbliżały się bardziej do tufitów niż skały szaro-zielone. Okaz pobrany z części leżącej poniżej ławicy szaro-zielonej, bardzo zwięzły, afanitowy, z rzadko dającymi się obserwować ziarnami różowych skaleni, wykazuje pod mikroskopem charakter bardziej czystej skały wylewnej niż wszystkie dotąd opisane typy. Skład mineralny i struktura skały lepiej zaznaczają się tam, gdzie masa czerwona ilasto-żelazista została częściowo wyługowana. Automorficzne lub częściowo zresorbowane ziarna skalenia

potasowego i kwarcu wyróżniają się tu dobrze na tle ciasta skalnego, miejscami zupełnie izotropowego. Prakryształy dochodzą do 1 mm średnicy, zwykle są mniejsze. Do większych okruchów należą zespoły kwarcowo-skaleniowe i kwarce mozaikowe, wtopione w ciasto skalne. Są one jednak nieliczne. Wśród prakryształów skaleni potasowych zdarza się obok ortoklazu także i sanidyn. Blaszki biotytu są bardzo świeże i układają się niekiedy fluidalnie. Mikrofotografia wykonana została bez analizatora z części szlifu, w której substancja czerwona podkreśla strukturę ciasta skalnego.

Skała występująca w sąsiedztwie opisanych utworów wulkanicznych, a która swym wyglądem na pierwszy rzut oka zupełnie przypomina granit, jest według moich studiów brekcją tufowo-lawową. Jest to skała barwy niejednostajnie szaro-zielonej ukazująca plamki różowe pochodzące od skaleni i okruchów granitowych wielkości 3-5 mm. Pod lupą wyróżnić można dokładniej kanciaste szkliste ziarna kwarcu, białe i różowe skalenie, liczne błyszczące blaszki biotytu i muskowitu. Wszystkie te minerały są ściśle spojone masą afanitową szaro-zieloną, niekiedy o wyglądzie szkliwa. Żadna zorientowana tekstura nie zaznacza się. W mikroskopie, na tle drobnokrystalicznej masy o charakterze ciasta skalnego law kwaśnych lub też pelitowego tufu bogatego w strzępki miki białej widoczne są ziarna skaleni i kwarcu, okruchy granitów, law ryolitowych, tufów oraz biotyt świeży, barwy oliwkowo-brunatnej. Kwarc i skalenie mają bądź to charakter prakryształów, bądź też okruchów. Okruchy granitów bogate w mikropertyt nie są podobne do granitów ze spągu ani do otoczaków tej serii. Niektóre okruchy są przecięte żyłkami z minerałem podobnym do serycytu i wodorotlenkami żelaza; żyłki te nie wiążą się z tłem skały. Tu i owdzie widoczne są gniazda i żyłki węglanów, należących przypuszczalnie do syderytu. Niekiedy tworzy on pseudomorfozy po skaleniach i kwarcu. Obecność syderytu jest przypuszczalnie związana z pomagmowymi procesami hydrotermalnymi, współczesnymi, być może, zjawiskom tworzenia się żyłek kwarcowo-skaleniowych i kwarcowo-barytowych.

Granit czerwony z dolnej części odkrywki II

Analizowany okaz jest skałą o dość wyraźniej teksturze równoległej, zaznaczonej ułożeniem blaszek biotytu, który ma wygląd świeży. Ogólny odcień czerwonawy pochodzi od zabarwionych na kolor ceglasty skaleni a niekiedy także i kwarców; ta barwa rozrzucona jest plamisto, pozostawiając tu i owdzie białą barwę skaleni i przezroczystość kwarców. W mikroskopie można skałę sklasyfikować jako granodioryt według współczesnej klasyfikacji petrograficznej, gdyż plagioklaz występuje tu w znacz-

nej przewadze nad skaleniem potasowym należącym głównie do mikroklinu. Biotyt jest barwy oliwkowo-brunatnej, świeży, nieznacznie tylko schlorytyzowany. Plagioklazy są gęsto przetkane blaszkami i skupieniami blaszek bezbarwnych lub zielonkawych silnie dwójłomnych, które na podstawie cech strukturalno-optycznych określić można jako serycyt. Niekiedy zaznaczają się jeszcze w tych zmienionych plagioklazach prążki albitowe, które nie są nigdy zdeformowane. Bardzo drobne i rzadkie są wrostki epidotu w biotycie, natomiast stosunkowo liczne są wrostki apatytu w różnych minerałach.

Niektóre części skały poprzecinane są żyłkami zawierającymi tlenki lub wodorotlenki żelaza, oraz blaszkowate minerały bezbarwne o dużej dwójłomności, podobne do serycytu. Żyłki te przebiegają w różnych kierunkach zarówno poprzez ziarna kwarcu jak i skaleni. Niekiedy te same minerały, co występują w żyłkach, tworzą obwódki dokoła składników granitu. W skaleniach żyłki te przebiegają zgodnie z łupliwością tworząc niekiedy schodkowate smugi (pl. XXXVII, fig. 2), kwarce są przecięte w sposób nieprawidłowy. Szerokość ich nie przekracza ułamków milimetra. Żyłki są różnego typu. Niektóre zawierają przy ścianach skupienia łyszczyków o blaszkach ustawionych prostopadle do ściany, rdzeń wypełniony jest substancją czerwoną o ziemistej strukturze. Nie ryzykowałabym tu nazwy hematyt, gdyż nigdy ta substancja nie wykazuje wyraźnie krystalicznego charakteru. W innych żyłkach masa czerwona układa się przy ścianach a minerał łyszczykowaty w rdzeniu, w innych jeszcze obie substancje układają się obok siebie, połowiąc żyłkę na część łyszczykowatą i część żelazistą. Są wreszcie żyłki wypełnione tylko substancją bezbarwną, inne — tylko substancją czerwoną.

Zanalizowałam także szereg szlifów wykonanych z okazów dostarczonych mi przez S. Sokołowskiego. Sądząc z podobieństwa wyglądu makroskopowego skał, a zwłaszcza z podobieństwa obrazów mikroskopowych, przypuszczam, że okazy te również jak i poprzednio opisany pochodziły z ławicy granitowej podścielającej zlepieniec koperszadzki. Skały te mają charakter gnejsowaty i czerwone zabarwienie składników jasnych, podczas gdy biotyt jest świeży. W mikroskopie mogłam wszystkie analizowane skały sklasyfikować jako granodioryty, jednak dość duża zawartość mikroklinu świadczy, że mogą one już należeć do serii zautometamorfizowanej. Plagioklaz jest składnikiem zawsze przeważającym i jest podobnie zmieniony jak w okazie poprzednio opisanym. W żadnym ze szlifów mikroskopowych nie stwierdziłam opisanej przez A. Michalika (1956) chlorytyzacji plagioklazów. Prążki albitowe są niekiedy widoczne, lecz nigdy nie zdeformowane. Mimo zgnejsowania skała nie wykazuje cech dynamometamorfozy. Równoległe ułożenie blaszek biotytu jest przypuszczalnie związane z krystalizacją w brzeżnej strefie batolitu.

Z wyjątkiem plagioklazów inne składniki granodiorytu są zachowane w stanie prawie niezmienionym, czasem biotyt jest nieznacznie schlorytyzowany. Wynika stąd, że przeobrażenia plagioklazów nie są charakteru wietrzeniowego, lecz są związane z procesami magmowymi lub pomagmowymi. Przypuszczalnie zaszły one jeszcze przed zjawiskami autometamorfizmu, gdyż w okruchach aplitów widać resorbcję już zserycytyzowanych plagioklazów (pl. XXXV, fig. 1).

W jednym ze szlifów mikroskopowych należących do analizowanych granodiorytów stwierdziłam obecność drobnych żyłek wypełnionych pirytem. Przypuszczam, że te żyłki powstały później niż łyszczykowo-żelaziste, gdyż podobną żyłkę spotkałam w arkozie leżącej nad zlepieńcem koperszadzkim.

Odkrywka IV

Zlepieniec

Zanalizowałam mikroskopowo spoiwo zlepieńca występującego na przełączce w grani prowadzącej ku Jagnięcemu Szczytowi, opisanego przez Uhliga, Limanowskiego, Kuźniara, a później przez Sokołowskiego, Passendorfera i Michalika. Makroskopowo ma ono zazwyczaj barwę wiśniowo-czerwoną i charakter arkozy, nieznacznie sprasowanej, lecz wykazującej bezładne ułożenie składników.

Pod mikroskopem widać, że jest to druzgot granitowy scementowany masą czerwono-brunatną, barwy ceglastej w świetle odbitym, słabo przeświecającą lub prawie zupełnie nieprzezroczystą (pl. XXXVIII, fig. 1). Materiał okruchowy granitu jest ostrokrawędzisty, źle wysortowany, bez wyraźnej orientacji w ułożeniu składników. Masa czerwono-brunatna składa się przypuszczalnie z wodorotlenków żelaza mniej lub więcej zanieczyszczonych minerałami ilastymi czy też serycytem. Przy skrzyżowanych nikolach masa ta zachowuje się izotropowo lub też polaryzuje agregatowo, miejscami wykazując niewyraźnie włóknisty charakter. Nie ulega wątpliwości, że spoiwo żelaziste nie pochodzi z rozkładu minerałów ciemnych z granitu w najbliższym sąsiedztwie, gdyż zarówno biotyt jak i magnetyt nie wykazują śladów wietrzenia. Głównymi składnikami druzgotu są plagioklazy, na ogół bardzo zmienione, wykazujące przy tym dwojaki charakter przeobrażeń. Niektóre są podobne do plagioklazów granitu ze szczytu, zmienione częściowo lub prawie całkowicie w agregat serycytu. Chlorytu opisanego przez A. Michalika (1956) również i tutaj nie stwierdziłam. Niekiedy widoczne są jeszcze dość wyraźnie prążki albitowe, które nigdy nie są zdeformowane. Dużo jest plagioklazów, które zamiast gniazd serycytu zawierają wewnątrz gniazda substancji czerwono-brunatnej lub też dziurki obrzeżone tą substancją. Do innych składników

druzgotu należą: kwarc, mikroklin, mikropertyt, biotyt, muskowit, mag netyt. Ziarna kwarcu i skaleni dość często poprzecinane są żyłkami za wierającymi wodorotlenki żelaza i minerały blaszkowate podobne do se rycytu. Żyłki te nie wiążą się ze spoiwem druzgotu. Wynika stąd nie wątpliwie, że żyłki powstały przed utworzeniem się serii koperszadzkie

W niektórych częściach opisanego druzgotu cementującą masą ni jest agregat żelazisto-ilasty, lecz autogeniczny kwarc, tworzący czasem obwódki dokoła ziarn okruchowych. Zdarzają się też gniazda zielonego silnie dwójłomnego minerału o charakterze wermikulitu. Te ostatnie utwo ry należą jednak do rzadkości.

O charakterze strukturalno-petrograficznym otoczaków tkwiących w druzgocie granitowym była mowa w części geologicznej tej pracy. N podstawie analiz mikroskopowych niektórych otoczaków stwierdziłam że nie ma zasadniczej różnicy w składzie mineralnym granitów czerwo nych i szarych. Pierwsze zawierają w niektórych swych częściach żyłk podobne jak w granitach ze spągu; w granitach szarych takich żyłek brak Granity szare pochodzą więc z tych części masywu, które w jakiś sposó uniknęły impregnacji żelazistych, wędrujących przypuszczalnie z głęb O przyczynach i przebiegu zjawiska powiem później.

Między składem mineralnym niektórych otoczaków a składem mi neralnym „spoiwa" względnie druzgotu, w którym tkwią otoczaki, nie kiedy różnica bywa minimalna, a także struktura otoczaka różni się nie znacznie od sąsiedniego spoiwa. Różnica ta może czasem polegać tylko n obecności w druzgocie masy czerwono-brunatnej, jakby powciskane między okruchy. Nie stwierdzam tych stosunków jako z reguły zacho dzących, bo jaskrawe różnice między spoiwem a wielu otoczakami ju makroskopowo rzucają się w oczy. Niektóre jednak części zlepieńca two rzyły się prawie bez transportu i bez selekcji materiału.

Nie mogę pominąć faktu, że obrazy mikroskopowe opisanych tutaj skał nie są podobne do obrazu przedstawionego na tablicy V pracy A. Mi chalika (op. cit.; obraz bez analizatora, a nie przy nikolach równoległych jak omyłkowo podano). Obraz powyższy jest podobny do obrazów mikro skopowych granitów ze spągu serii koperszadzkiej. Autor pisze, że płytka cienka została wykonana ze spągowej części skały z okruchu najbardziej typowego dla zlepieńca koperszadzkiego, nie podaje jednak ani dokład nego makroskopowego opisu skały, ani miejsca pobrania próbki. Ze struk tury spągowej części zlepieńca wynika, że obraz mikroskopowy nie jest obrazem zlepieńca, lecz obrazem albo okruchu zlepieńca, albo spoiwa tego zlepieńca. Jest jednak najbardziej prawdopodobne, że płytka cienka zo stałą wykonana ze skały, którą jeszcze należy nazwać granitem. W odnie sieniu do opisu obrazu mikroskopowego tablicy V nasuwa się wiele uwag ze względu na niejasność i nieścisłość w terminologii mikroskopowej fizjo-

;rafii skały. Autor pisze o chlorycie, którego „barwa interferencyjna prze-:hodzi od bezbarwnej do słabo zielonkawej" (autor ma zapewne na myśli)arwy wynikające z pleochroizmu, a nie barwy interferencyjne), nie po-lając jednak innych cech optycznych rzekomego chlorytu, który według noich obserwacji nie jest chlorytem lecz serycytem. Pomijając inne nie-:cisłości stwierdzam, że ani z mikrofotografii, ani z opisu nie wynika, że „struktura tej skały odpowiada kataklazytowi", jak pisze autor. W na-tępnym zdaniu próbuje autor uzasadnić to twierdzenie pisząc: „Jest to)owiem granit lekko pokruszony, a przede wszystkim poddany hydroter-nalnym procesom chlorytyzacji i hematytyzacji", ale jest rzeczą oczy-vistą, że nie jest to właściwa definicja kataklazytu. Również obraz mi-:roskopowy z tablicy VI (nie wiadomo, z jakiego okazu wykonano płytkę :ienką) nie odpowiada strukturze kataklazytu. Obecność w skale żyłki :warcowej hydrotermalnego pochodzenia nic w tej dziedzinie nie roz-:trzyga.

Arkoza sponad zlepieńca

Makroskopowo skała ta wygląda jak granit z różowym skaleniem,)ogaty w kwarc i muskowit. W mikroskopie okazuje się jednak, że jest o arkoza o spoiwie zbudowanym z wtórnego kwarcu (pl. XXXVIII, fig. 2;)l. XXXIX, fig. 1 i 2). Stosunki mineralne są tu bardzo podobne jak w gra-1odiorycie ze spągu, występują tu jednak dwojakiego rodzaju plagiokla-:y. Większość podobna jest do opisanych w granodiorycie. Zdarzają się)bok nich ziarna z gniazdami brunatnych wodorotlenków żelaza, bądź niejscami prawie nieprzezroczyste, bądź też dziurkowate z dziurkami)brzeżonymi wodorotlenkami żelaza. Kwarc występuje tu zarówno jako 1ormalny kwarc granitu, jak i jako autogeniczny minerał osadowy. Two-:zy on niekiedy jednorodne obwódki regeneracyjne dokoła ziarn klastycz-1ych, najczęściej jednak występuje w postaci drobnoziarnistych agrega-:ów otaczających kwarce i skalenie. Tworzy też gniazda między okrucha-ni mineralnymi, a niekiedy żyłki przecinające kwarce i skalenie. Do nnych minerałów okruchowych tej skały należą mikroklin, mikropertyt, :wieży oliwkowo-brunatny biotyt, obfity muskowit oraz magnetyt. Miej-:cami widać w szlifie mikroskopowym drobnoziarniste skupienia detrytu-:u kwarcowo-skaleniowo-łyszczykowego, scementowanego masą czerwo-1o-brunatną. Ziarna skaleni i kwarcu poprzecinane są niekiedy żyłkami :elazisto-łyszczykowymi, nie wiążącymi się ze spoiwem. Żyłki te są bar-lzo nikłe i ubogie w tlenki żelaza, które — być może — były ługowane)rzy procesie sylifikacji. Dlatego skała nie ma zabarwienia czerwonego ak inne części serii koperszadzkiej.

Obok żyłek wypełnionych masą czerwoną i bezbarwną o charakte-:ze łyszczyku, występują w tej skale cieniutkie żyłki wypełnione drob-

nokrystalicznym pirytem, przecinające zarówno okruchy jak i spoiwo. Te żyłki wytworzyły się — być może — w związku z permskimi zjawiskami wulkanicznymi lub może jeszcze później.

„Czerwona glina“

Zanalizowałam w mikroskopie okaz z dawniejszych zbiorów E. Passendorfera, pobrany z serii leżącej ponad zlepieńcami, ponad ławicą arkozy i ciągnącej się od przełączki do podnóża ściany zbudowanej z piaskowców werfenu. Jest to brekcja o spoiwie mułowcowo-żelazistym, o teksturze równoległej, zawierająca okruchy granitów, skaleni, kwarcu, niekiedy do kilku centymetrów średnicy. Na podstawie obrazu mikroskopowego można stwierdzić, że jest to skała osadowa, okruchowa, której okruchy podległy niedługiemu transportowi. W skład jej wchodzą: kwarc, mikroklin, mikropertyt, rzadziej plagioklaz, świeży oliwkowo-brunatny biotyt, muskowit, magnetyt oraz masa ilasto-żelazista przetkana drobnym detrytusem kwarcowo-skaleniowo-łyszczykowym. Okruchy są ostrokrawędziste, różnych wielkości i układają się bezładnie. Zdarzają się okruchy zbudowane z drobnoziarnistych agregatów kwarcu i chlorytu, należące być może do szkliwa wulkanicznego, czego nie można jednak stwierdzić. Ze wszystkich zanalizowanych przeze mnie glin czerwonych skała tu opisana jest najbardziej normalną skałą osadową, a charakter tufitowy nie zaznacza się tu wyraźnie.

Zanalizowałam ponadto okaz pobrany przeze mnie sponad „gliny czerwonej“ — łupek leżący tuż pod werfenem. Makroskopowo jest to skała szaro-zielona, plamista, przechodząca w czerwoną, o teksturze łupkowej. W masie ilasto-mułkowej, zarówno szarej jak i czerwonej są rozrzucone bezładnie ostrokrawędziste okruchy kwarcu i skaleni, których wielkość nie przekracza 2 mm średnicy. W mikroskopie obraz jest podobny jak w skale poprzedniej, jest ona jednak bardziej drobnoziarnista, a równoległa tekstura miejscami wyraźnie się zaznacza ułożeniem brunatnych blaszek biotytu. W spoiwie przeważają bezbarwne łyszczyki i podrzędny chloryt. Masa czerwona została tu po większej części wyługowana. Niektóre okruchy, zbudowane z agregatów słabo reagujących na światło spolaryzowane, mogą ewentualnie należeć do szkliwa, jednak ich natura jest niepewna.

Obrazy mikroskopowe opisanych tu skał są bardzo podobne do „obrazu mikroskopowego stropowej części brekcji koperszadzkiej“ przedstawionego na tablicy VII pracy A. Michalika (1956). Autor nie podaje dokładnego miejsca pobrania próbki, ani też opisu makroskopowego skał, z których szlify zostały wykonane. Pisze jedynie na str. 14, że w stropowej

części „zlepieńca koperszadzkiego“ występują skały tak silnie pokruszone, że swą strukturą nie przypominają skał pierwotnych. Obrazy mikroskopowe tych skał zostały sfotografowane bez analizatora (a nie przy nikolach równoległych, jak omyłkowo podano w objaśnieniu mikrofotografii), dlatego nie widać na nich szczegółów podanych w opisie. W każdym razie nie widać tu przejścia między resztkami okruchów skalenia a tłem skały, które miałoby — według autora — powstać z roztarcia okruchów; granice między okruchami a tłem są ostre. Autor stara się uzupełnić obrazy mikroskopowe opisem, opisy są jednak tak niejasne i zawierają tyle nieścisłości, że trudno coś z nich wywnioskować. Główna masa skały ma się, zdaniem autora, składać „prawdopodobnie z kaolinu zabarwionego chlorytem“ (str. 14, w. 17 od góry). Jeśli z tego niejasnego i nieścisłego określenia wywnioskuję, że jest to jakaś masa zielonkawa w świetle zwykłym, a słabo reagująca na światło spolaryzowane przy skrzyżowanych nikolach, to zaskoczy mnie dalszy opis, że jednak ta masa ma wysokie barwy interferencyjne. Autor tłumaczy te barwy „dużą ilością drobnych łuseczek serycytu“, nie wiadomo jednak, na jakiej podstawie stwierdził obecność kaolinu i chlorytu. Barwa zielonkawa w świetle zwykłym nie świadczy jednoznacznie o obecności chlorytu. — Dalsze zdanie w opisie obrazów mikroskopowych jest zupełnie niezrozumiałe: „duże partie masy skalnej wykazują rozmaitą orientację optyczną, co dowodzi, że masa ta ma budowę krystaliczną“ (str. 14, w. 17 i 18 od dołu). Nieścisłości takich jest więcej, a żaden z fragmentów opisu obrazów mikroskopowych nie przedstawia argumentów kataklastycznego pochodzenia skały.

WNIOSKI CO DO GENEZY SERII KOPERSZADZKIEJ

Wyniki analiz petrograficznych skał serii koperszadzkiej potwierdzają ogólne wnioski przedstawione w części geologicznej tej pracy. Pewne fakty zaobserwowane w mikroskopie pozwalają na uzupełnienie tych wniosków.

Stwierdziłam bez wątpliwości, że żadna ze skał analizowanych nie wykazuje w obrazach mikroskopowych charakteru kataklazytu czy utworu o podobnej genezie. Ani w granitach spągu serii koperszadzkiej, ani w spoiwie zlepieńca, ani w serii wyższej z ryolitami i tufami względnie tufitami nie widać struktur ani tekstur kataklastycznych, deformacji prążków bliźniaczych u skaleni, prążkowania translacyjnego u kwarcu, granulacji ani struktur oczkowych. Granit ze spągu serii nie tylko nigdy nie zbliża się charakterem do brekcji tektonicznych, z którymi zapoznałam się np. w grupie Mięguszowieckich Szczytów, ale nawet nie wykazuje podobieństwa do silniej dynamicznie zdeformowanych typów poznanych przeze mnie (1947) w różnych częściach trzonu krystalicznego. Tekstura równoległa tego granitu jest związana z jego krystalizacją w brzeżnej czę-

ści masywu i zaznaczona ułożeniem blaszek biotytu. W obrębie serii ko perszadzkiej tekstura równoległa często się zaznacza, lecz jest związana z procesami wulkanicznymi lub sedymentacyjnymi, albo tu i owdzie, pod samym werfenem — z nieznacznym sprasowaniem wywołanym ciśnie niem nadkładu. Jest jednak rzeczą charakterystyczną dla tej serii, że blaszki łyszczyków są najczęściej ułożone bezładnie, co nigdy nie zacho dzi w teksturach kataklastycznych.

Nie ulega wątpliwości, że seria piaszczysto-łupkowa odsłonięta w odkrywce II ma w głównej swej masie charakter tufów ryolitowych i tufitów z nieznacznymi wtrąceniami ryolitów. Rozgraniczenie osadów pi roklastycznych od produktów sedymentacji wodnej jest tutaj trudne do przeprowadzenia. Jak wspomina E. Passendorfer w części geologicznej ta część serii koperszadzkiej ma podobny charakter do utworów permskich Masywu Aaru (Hügi 1941). Autor ten pisze (str. 52-54), że większość skał wykazuje tu zazębianie się i przewarstwianie utworów wulkanicznych z utworami osadowymi, niektóre z nich mają charakter przejściowy (Kon vergenztypen). Skały te zostały później sprasowane i przybrały niekiedy taki charakter, że trudno skałę tę nazwać i zdecydować, czy jest to porfir kwarcowy, tuf czy też utwór osadowy, nie związany z wulkanizmem. Autor stwierdza, że materiału detrytycznego dla osadów dostarczały wy łącznie porfiry kwarcowe i tufy. W przypadku serii koperszadzkiej do łączał się w zmiennej ilości także materiał pochodzący z rozkruszenia gra nitu. W osadach odkrywki I przypuszczalnie ten materiał przeważał. W odkrywce IV osad tworzył się wyłącznie lub prawie wyłącznie z po kruszonego granitu i zawartych w nim żył pegmatytowych i aplitowych. Hügi jest skłonny do używania nazwy „utwory permskie" dla opisanej serii, raczej niż „Verrucano", które to pojęcie nie zostało dostatecznie ściśle zdefiniowane.

Utwory permskie masywu Aaru zostały pod względem petrogra ficznym opracowane również przez P. Pflugshaupta (1927). Opisuje on występujące tutaj dużej miąższości serie tufowe, zawierające okruchy ryolitów, granitów, łupków ilastych i tufów ryolitowych.

O utworach podobnych do wyższej części serii koperszadzkiej pisze A. Streckeisen (1928), przedstawiając wyniki prac geologiczno-petrogra ficznych, dotyczących masywu Fuela w Graubünden. Czerwonym i zie lonym łupkowatym utworom permskim towarzyszą tutaj porfiry kwar cowe. Rozróżnienie makroskopowe osadów klastycznych od skał wulka nicznego pochodzenia jest niemożliwe, a rozgraniczenie nawet na podsta wie obserwacji mikroskopowych dość trudne.

Th. Hügi (1941) przypuszcza, że przy kształtowaniu się permu masy wu Aaru zachodziła cykliczna zmienność zjawisk wulkanicznych, erozji i sedymentacji. Podobne zjawiska mogły zachodzić w Tatrach. Wiele fak-

ów wskazuje na to, że procesy wulkaniczne poprzedziły procesy sedymentacji. Nie ulega wątpliwości, że tworzenie się żyłek wypełnionych tlenkami czy wodorotlenkami żelaza i minerałami o składzie łyszczyku (czy też może wodorotlenków glinu) zachodziło wcześniej, aniżeli kształtowanie się serii koperszadzkiej. Okruchy składników granitu z żyłkami spotykane są zarówno w spoiwie zlepieńca, jak i w wielu wyższych elementach litologicznych tej serii. Związki żelaza, glinu, przypuszczalnie także potasu oraz krzemionka, wędrowały z głębi trzonu mineralizując spękania utworzone w fazie wstępnej wulkanizmu. Zjawiska te zachodziły raczej w niskich temperaturach, o czym świadczy drobnołuseczkowaty lub nawet ziemisty charakter skupień mineralnych, wytrąconych przypuszczalnie z roztworów koloidalnych.

Jest bardzo prawdopodobne, że tworzenie się spękań i żyłek było związane ze zjawiskami „pneumatoklazy" i „tufizacji" — procesów szczegółowo opisanych przez H. Cloosa (1941) w studium nad genezą wulkanów Szwabii. Proces tufizacji polegał według niego na tym, że gazy wulkaniczne unoszące z głębi pył rozproszony w fazie gazowej (Gastuffemulsion = aerozol tufowy) przeciskały się poprzez najdrobniejsze spękania skały, torując sobie drogę do powierzchni i impregnując skałę bardzo gęstą siecią żyłek. W przypadku maarów Szwabii skałą podległą tufizacji były wapienie jurajskie, w przypadku serii koperszadzkiej mogły to być granity. Wznoszący się pod ciśnieniem wewnętrznym aerozol tufowy („Aktivtuff" według Cloosa) wypełniał spękania w granicie, wciskał się także między ziarna, tworząc dokoła nich obwódki żelaziste, a także wżerał się w „spróchniałe" w wyniku zjawisk serycytyzacji plagioklazy, tworząc w nich gniazda substancji czerwono-brunatnej. Zaczerwieniony granit ze spągu serii koperszadzkiej tworzył się przypuszczalnie w sąsiedztwie kanału wulkanicznego, przez który wydostał się materiał piroklastyczny i lawa.

Zjawiska opisane mogły być przyczyną nierówności terenu, których następstwem był ruch wód płynących, tworzenie się zlepieńca i przeróbka produktów wulkanizmu. Jest bardzo prawdopodobne, że czynnikiem rozluźniającym granit było nie wietrzenie i nie działanie erodujące wód, lecz „pneumatoklaza" (termin, jak podaje Cloos, wprowadzony przez P. Eskolę). Czynnikiem transportującym, powodującym tu i owdzie selekcję i obróbkę materiału, mogła być woda płynąca, może jakiś strumień tylko okresowo bogaty w wodę dzięki ulewom związanym ze zjawiskami wulkanicznymi. Moglibyśmy nieomal wrócić do koncepcji obrazu tak pięknie naszkicowanego przez M. Limanowskiego (1903), ale na tym obrazie musiałby się jeszcze pojawić wulkan.

Nie ulega dla mnie wątpliwości, że barwa czerwona, zarówno granitów jak i całej serii koperszadzkiej jest związana z wulkanizmem. Pewne

przemieszczania się związków żelaza mogły zachodzić i później, nie widzę jednak potrzeby przypuszczenia, że barwa jest związana z procesami wietrzeniowymi. Składniki mineralne zarówno granitów, utworów wulkanicznych jak i osadów są świeże, z wyjątkiem plagioklazów. Te ostatnie mogły ulegać serycytyzacji w jakimś wcześniejszym stadium wulkanizmu lub też znacznie wcześniej. Nigdzie nie zauważyłam zwietrzałych ani wietrzejących biotytów czy magnetytu. Związki żelaza musiały przywędrować z głębi.

Czerwona barwa jest charakterystyczna dla większości utworów permskich. Przypisuje się ją, prawdopodobnie słusznie, warunkom klimatycznym tego okresu. Jak jednak podkreśla K. C. Dunham (1952) w odniesieniu do utworów permskich i triasowych Wielkiej Brytanii, same warunki klimatyczne nie wystarczą do wytworzenia czerwonej barwy osadów. Jeśli natomiast jest jakieś źródło związków żelaza impregnujących osad, warunki ciepłego i okresowo suchego klimatu zapobiegają redukcji czy wypłukaniu związków żelaza trójwartościowego, nadającego barwę osadom. W przypadku serii koperszadzkiej związki żelaza były przynoszone z głębi przez gazy wulkaniczne, bogate w chlorek żelaza, reagujący z parą wodną i dający w wyniku tej reakcji hematyt. Tenże zapewne później ulegał uwodnieniu dając różne wodorotlenki żelaza.

STOSUNEK WERFENU DO SERII KOPERSZADZKIEJ

W mojej pracy dotyczącej sedymentacji werfenu (1955) przedstawiłam trudności w umiejscowieniu źródła okruchów skał wylewnych spotykanych w zlepieńcach i piaskowcach tych osadów. Opierając się na charakterze petrograficznym permu i utworów starszych Karpat Centralnych, opisanych przez geologów czeskich, wyraziłam przypuszczenie, że materiał mógł pochodzić z południa. Studia mikroskopowe utworów wulkanicznych serii koperszadzkiej wykazały, że tufy i ryolity spotykane w okruchach zlepieńców werfenu tatrzańskiego są nadzwyczaj podobne do utworów serii koperszadzkiej. W świetle badań mikroskopowych tej serii stało się zrozumiałe, dlaczego piaskowce werfenu tatrzańskiego są stosunkowo ubogie w skalenie. Wiadomo, że w trzonie krystalicznym Tatr przeważają granodioryty z wybitną przewagą plagioklazu (Turnau-Morawska 1947). Minerał ten jest najczęściej zserycytyzowany, a w granitach spągu serii koperszadzkiej jak też i w składnikach okruchowych tej serii mamy już prawie tylko pseudomorfozy serycytu po plagioklazach. Przy procesach sedymentacji werfenu te pseudomorfozy rozsypują się na łuseczki serycytu i przechodzą głównie do osadów ilasto-mułkowych. Dlatego też w osadach piaszczystych werfenu mogły się tylko lokalnie tworzyć arkozy, gdy erodowane były granity bogate w skaleń potasowy.

Nie ulega wątpliwości, że osady werfenu tatrzańskiego zawierają v swym składzie dużo elementów serii koperszadzkiej. Fakt ten dostarcza eden więcej spośród przytoczonych przez E. Passendorfera argumentów wiadczących przeciwko nasunięciu werfenu na serię koperszadzką.

: Zakładu Petrografii Skał Osadowych
Uniwersytetu Warszawskiego
w listopadzie 1956

LITERATURA CYTOWANA

:LOOS H. 1941. Bau und Tätigkeit von Tuffschloten. Untersuchungen an den schwäbischen Vulkan. — Geol. Rundschau, Bd. 32.

)UNHAM K. C. 1952. Red coloration in desert formations of Permian and Triassic age in Britain. — C.-R. XIX-me Sess. Congrès Géol. Int. Sec. VII. Déserts actuels et anciens. Alger.

[ÜGI TH. 1941. Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXI.

.IMANOWSKI M. 1903. Perm i trias lądowy w Tatrach. — Pam. Pol. Tow. Tatrz., 24. Kraków.

IICHALIK A. 1951. Brzeżna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej (Okrainnaja zona kristalličeskogo massiva Tatr v rajone Kosistoj). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 61. Warszawa.

— 1956. W sprawie genezy „zlepieńca Koperszadzkiego" w Tatrach (Sur la genèse du „conglomérat de Koperszady" dans la Tatra). — Ibidem, 109. Warszawa.

'FLUGSHAUPT P. 1927. Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete des Bristenstockes. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VII.

TRECKEISEN A. 1928. Geologie und Petrographie der Fuelagruppe, Graubünden.— Ibidem, Bd. VIII.

'URNAU-MORAWSKA M. 1947. Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr (Microgeological researches in the central part of the crystalline Tatra). — Kosmos. Seria A. Rozprawy.

— 1955. Uwagi o sedymentacji werfenu tatrzańskiego (Remarks concerning sedimentation of the Werfen Beds in Tatra). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIII. Kraków.

М. ТУРНАУ-МОРАВСКА

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС КОПЕРШАДСКОГО КОНГЛОМЕРАТА

(Резюме)

Петрографическими анализами так наз. ,,копершадской серии" пермского возраста, залегающей на границе в юго-восточном секторе Высоких Татр, у подошвы верфенских отложений, установлено, что эта серия, построенная в своей нижней части из грубообломочных образований, переходит в комплекс пород частично вулканического, частично же осадочного происхождения. Это преимущественно риолитовые туффиты с прослойками риолитов, которые в большей или меньшей степени были преобразованы в породы осадочного типа. Автор на основании микроскопических анализов констатировал, что ни гранит из подошвы серии, ни одна из горных пород копершадской серии не проявляет характера катаклазита. Автор таким образом не соглашается с наблюдениями и мнением А. Михалика (Michalik 1956), который считает копершадский конгломерат катаклазитом и усматривает в этом факте потверждение своего мнения относительно надвига верфена на гранитный массив. Автор, в связи со своими прежними исследованиями верфена Татр (Turnau-Morawska 1953), содержащего обломки риолитов и туффов, констатирует сходство этих обломков с некоторыми породами копершадской серии. Этот факт противоречит утверждению А. Михалика о отсутствии в верфене элементов происходящих из копершадской серии.

Красную окраску копершадской серии автор связывает с вулканическими явлениями. Она мотивирует это мнение фактом, что красные граниты, залегающие в подошве серии, прорезаны сетью жилок выполненных окислами железа и минералом со свойствами бесцветной слюды. Характер концентраций этих минералов указывает на довольно низкую температуру их осаждения из раствора. Образование трещин, а также их минерализация могли быть связаны со вступительной фазой вулканизма, после которой последовали извержения риолитовых лав и туффов. Климатические условия пермского периода предохраняли от редукции соединения трехвалентного железа, появляющиеся на поверхности в связи с извержениями.

В некоторых обнажениях копершадской серии отложения, обладающие характером туффов или же туффитов, прорезаны полевошпатово-кварцевыми жилками иногда с баритом. Встречаются тоже жилки пирита и сидерита. Эти образования связаны с гидротермальными процессами, которые последовали после окончания пермской вулканической деятельности.

M. TURNAU-MORAWSKA

SUR LA PÉTROGRAPHIE ET LA FORMATION DU CONGLOMÉRAT DE KOPERSZADY

(Résumé)

SOMMAIRE: Se basant sur les analyses microscopiques de différents types lithologiques de la série de Koperszady l'auteur constate, que cette série est composée de roches en partie sédimentaires, en partie volcaniques avec prépondérence des tufs rhyolitiques. Nul des types décrits ne présente aucune analogie avec des cataclasites, lesquelles selon A. Michalik seraient les éléments principaux de la série de Koperszady, formée d'après cet auteur par charriage du Werfénien sur le massif granitique. L'auteur du travail ici présenté accentue l'analogie des éléments des conglomérats werféniens avec les roches de la série de Koperszady

La série des roches permiennes de Koperszady en Tatra Orientale, reposant sur le massif cristallin granitique, fut soumise à une étude microscopique détaillée. L'auteur a démontré que la dite série, composée dans sa partie inférieure de conglomérats, passe vers le haut en un ensemble de roches sédimentaires et volcaniques, parfois difficiles à délimiter. Les roches volcaniques appartiennent ici aux rhyolites et tufs rhyolitiques qui fûrent partiellement plus ou moins changées par les procès sédimentaires. Les études microscopiques mènent à une conclusion importante, que ni le granite du soubassement de la série, ni aucune des roches permiennes étudiées, ne démontre aucune trace de texture cataclastique. Ces observations contredisent aux thèses de A. Michalik (1956), classifiant les roches de la série de Koperszady comme cataclasites, formées en résultat du charriage des sédiments du Werfénien sur le massif cristallin. Cet auteur suppose, que la série de Koperszady ne présente aucune formation permienne, mais un granite à texture cataclastique. D'après les études du présent auteur l'existence des roches permiennes, formés par des procès volcaniques et sédimentaires, ne laisse ici aucun doute. La formation en place des sédiments de Werfénien sur la série de Koperszady, constatée par les observations géologiques de E. Passendorfer, fut encore confirmée par les observations pétrographiques. Basant sur les résultats de ses études des sédiments werféniens de Tatra (1955), l'auteur arrive à la conclusion, que les fragments des roches volcaniques des conglomérats werféniens proviennent décidément de la série du soubassement. Ces observations contestent l'opinion de A. Michalik qu'il n'y a aucune relation sédimentaire entre le Werfénien et la série de Koperszady.

La couleur rouge de la série en question est dûe — d'après l'auteur— aux phénomènes du volcanisme. Cette opinion est basée sur l'observation microscopique, que les granites rouges du soubassement sont transversées par de filons minuscules remplis d'oxydes de fer et d'un minéral

micacé. Les mêmes filons recoupent les fragments des granites dans le roches sédimentaires du Permien, donc la minéralisation des filons pré cédait la formation des sédiments. D'après le caractère microcristalli des minéraux des filons, l'auteur suppose une basse température de l minéralisation. La formation des fissures et leur remplissage fût peut être en relation avec la phase préliminaire des phénomènes volcanique suivie par l'éruption des rhyolites et des tufs rhyolitiques. Les condition climatiques du Permien prévenaient la réduction des oxydes de fer trans portés à la surface par les gases volcaniques.

Dans quelques affleurements de la série de Koperszady les roche de la partie supérieure sont transversées par des filons quartzo-feldspathi ques, parfois avec de la barite. On rencontre aussi des filons remplis pa de la pyrite ou de la sidérite. Ces filons sont probablement formés e relation avec l'action des eaux juvéniles, qui avait lieu après l'éruptio des roches volcaniques au Permien.

Laboratoire de Pétrographie
des roches sédimentaires
Université de Varsovie
Novembre 1956

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXXIV—XXXIX

DESCRIPTION DES PLANCHES XXXIV—XXXIX

Pl. XXXIV

Fig. 1

kała z odkrywki II serii koperszadzkiej z części przeciętej żyłkami kwarcowo-kaleniowymi. W polu widzenia obraz mikroskopowy „czerwonej gliny" oraz fragment żyłki zbudowanej tutaj głównie z kwarcu

× 34
Nikole ×

oche de l'affleurement de la série de Koperszady, plaque mince de la partie raversée par des filons quartzo-feldspathiques. Aspect microscopique de „l'argile rouge" et fragment du filon composé en majeure partie de quartz

× 34
nicols ×

Fig. 2

yłka skaleniowo-kwarcowa z odkrywki II. W polu widzenia kwarc i mikropertyt, przecięte żyłkami barytu

× 34
Nikole ×

ilon quartzo-feldspathique de l'affleurement II. Quartz et microperthite coupés par des filons de barite

× 34
nicols ×

Pl. XXXV

Fig. 1

toczak aplitu w odkrywce II. W polu widzenia postrzępione zserycytyzowane plagioklazy, kwarc i mikroklin

× 60
Nikole ×

alet d'aplite de l'affleurement II. L'image microscopique présente des plagioclases séricitisées, le quartz et la microcline

× 60
nicols ×

Fig. 2

serii wulkanicznej w odkrywce II. Tuf ryolitowy. Kryształy kwarcu i skalenia na tle masy bogatej w szkliwo i tlenki żelaza oraz minerały blaszkowate

× 34
Bez analizatora

mage microscopique d'un tuf rhyolitique de la série volcanique. Quartz et feldspaths dans une pâte riche en verre, minéraux ferrugineux et micacés

× 34
sans analisateur

Pl. XXXVI

Fig. 1

Z serii wulkanicznej w odkrywce II. Skała zielona o charakterze tufu z wtrąceniam ryolitu. W polu widzenia prakryształy kwarcu i skaleni w cieście skalnym bogatym w łyszczyki

× 3

Nikole ×

Image microscopique d'un tuf avec intercalation d'une rhyolite. Phénocristaux d quartz et de feldspath dans une pâte riche en biotite et muscovite

× 3

nicols ×

Fig. 2

Z tej samej serii i podobnego makroskopowo okazu. W obrazie mikroskopowym wi dać, że skała ma charakter tufu bogatego w okruchy kwarców mozaikowych. Widocz ny w polu widzenia okruch dziurkowaty należy do skalenia potasowego

× 3

Nikole ×

Plaque mince d'une roche à même caractère pétrographique. L'aspect microscopique présente un tuf riche en fragments de quartz à structure de mosaïque et de feldspath potassique

×

nicols

Pl. XXXVII

Fig. 1

Z serii wulkanicznej z odkrywki II. Skała makroskopowo szaro-zielona. Pod mikroskopem ma charakter tufu zawierającego, obok pojedynczych ziarn kwarcu i skaleni okruch granitu

× 3

Nikole ×

Roche de la série volcanique de l'affleurement II. Dans l'aspect macroscopique c'est une roche gris-verdâtre. Au microscope elle présente le caractère d'un tuf contenant outre les grains de quartz et de feldspath, un fragment de granite

× 3

nicols ×

Fig. 2

Granodioryt ze spągu serii koperszadzkiej. Żyłki wypełnione czerwono-brunatnym tlenkami żelaza oraz minerałem drobnołuseczkowatym, bezbarwnym, wysoko dwój łomnym. U plagioklazów zaznaczają się ślady niezdeformowanych prążków bliź niaczych

× 3

Nikole ×

Granodiorite du soubassement de la série de Koperszady. Filons remplis d'oxydes d fer à couleur brun-rougeâtre et d'un minéral micacé incolore, à biréfringence haute On voit que les plagioclases ont leurs mâcles non déformées

× 3

nicols ×

Pl. XXXVIII

Fig. 1

Spoiwo" zlepieńca koperszadzkiego. Okruchy składników granitu scementowane zerwono-brunatną masą nieprzezroczystą lub słabo przeświecającą. Przełączka w grani Jagnięcego

× 34
Bez analizatora

e „ciment" du conglomérat de Koperszady. Fragments de granite dans une pâte brun-rougeâtre opaque ou faiblement translucide

× 34
sans analisateur

Fig. 2

.rkoza z nad zlepieńca koperszadzkiego. Przełączka w grani Jagnięcego. Widoczne polu widzenia okruchy składników granitu scementowane autogenicznym kwarcem

× 34
Nikole ×

.rkose reposant sur le conglomérat. L'image microscopique présente des fragments de granite cimentés par le quartz authigène

× 34
nicols ×

Pl. XXXIX

Fig. 1

Arkoza z nad zlepieńca koperszadzkiego. Przełączka w grani Jagnięcego

× 34
Nikole ×

Arkose reposant sur le conglomérat

× 34
nicols ×

Fig. 2

Arkoza z nad zlepieńca koperszadzkiego. Przełączka w grani Jagnięcego

× 34
Nikole ×

Arkose reposant sur le conglomérat

× 34
nicols ×

Wszystkie fotografie wykonał J. Burchart

Toutes les photographies fûrent exécutées par J. Burchart

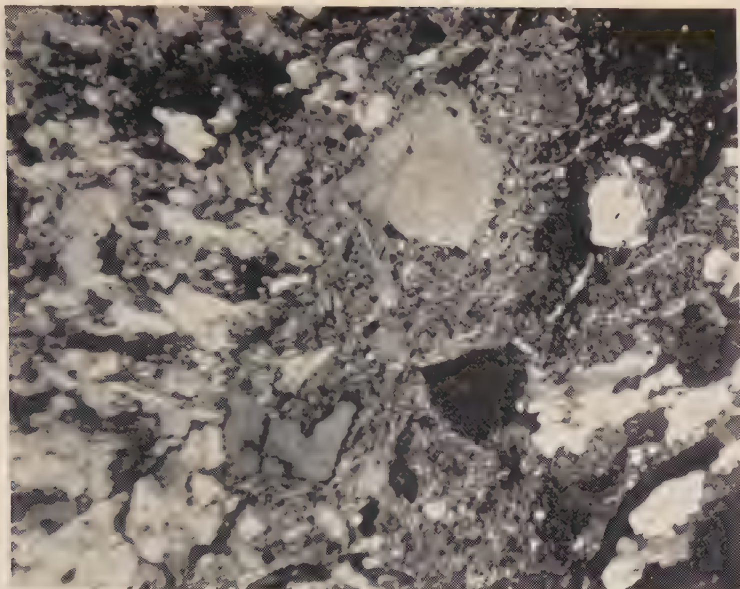


Fig. 1



Fig. 2

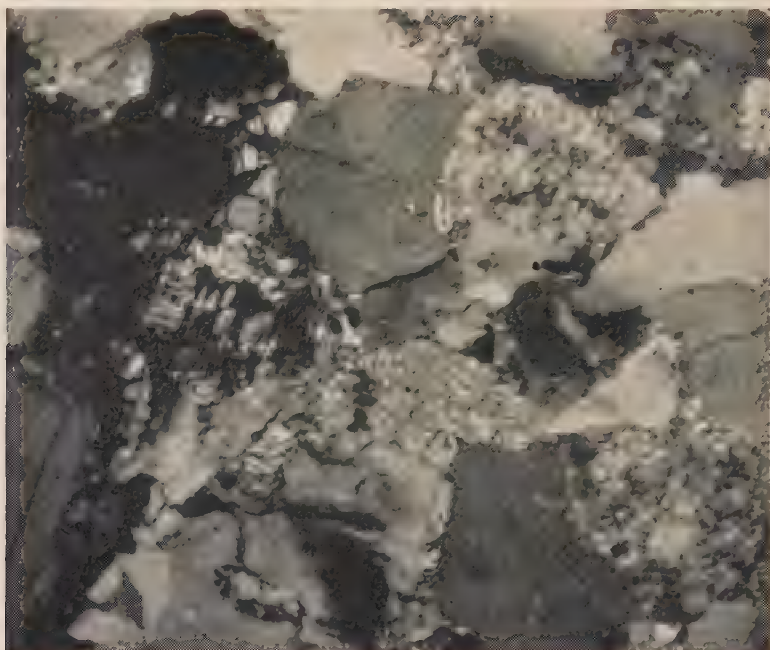


Fig. 1

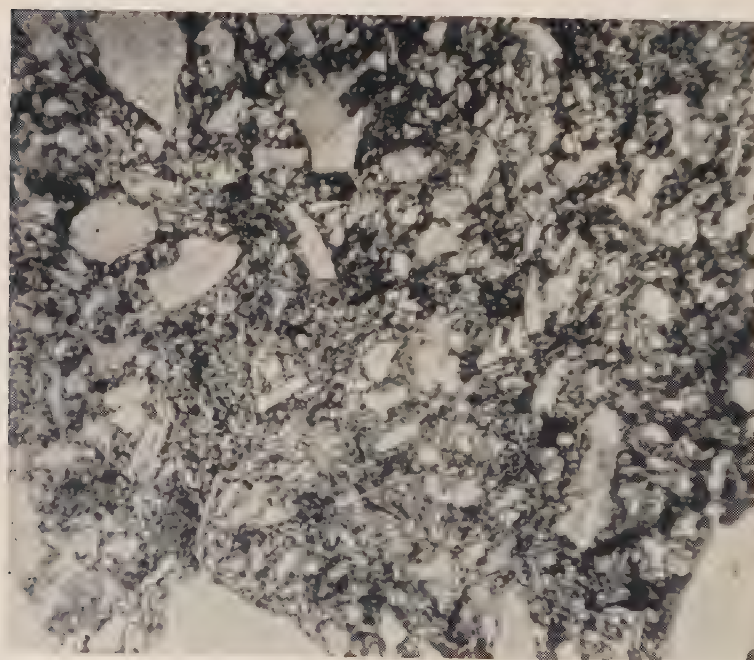


Fig. 2



Fig. 1

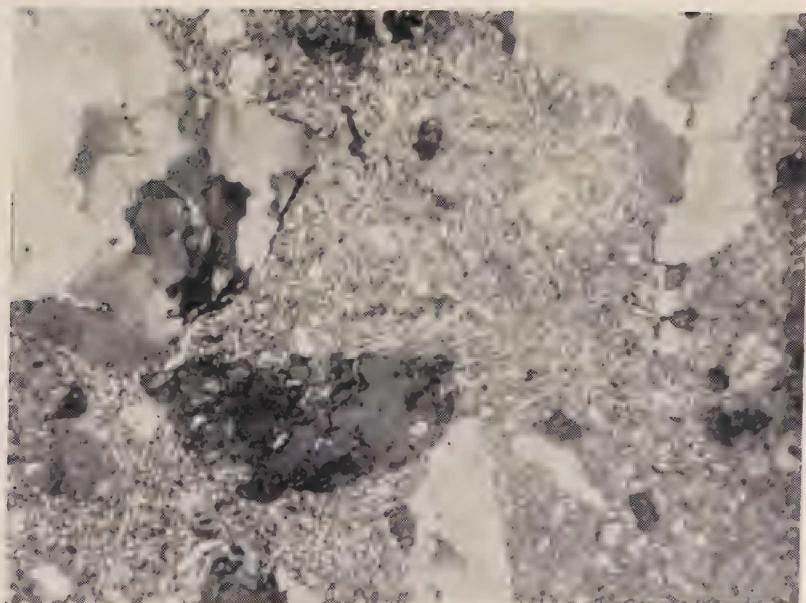


Fig. 2

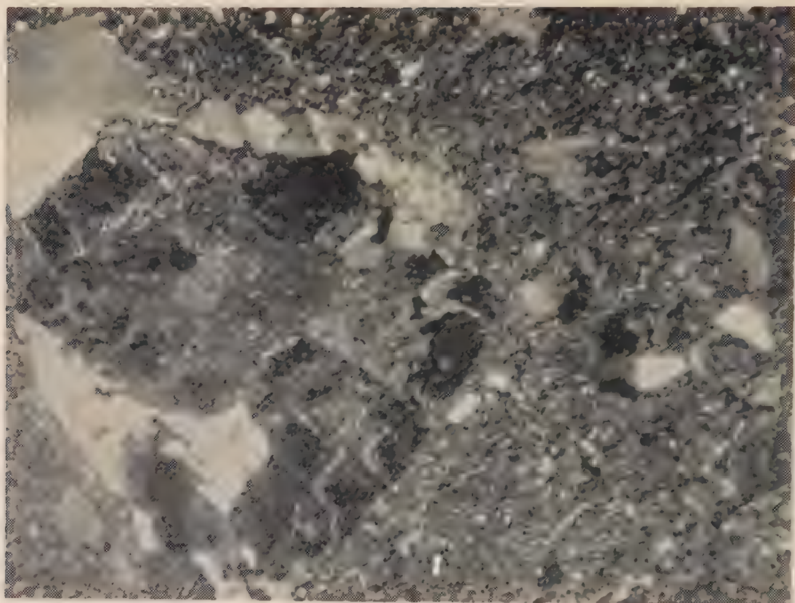


Fig. 1

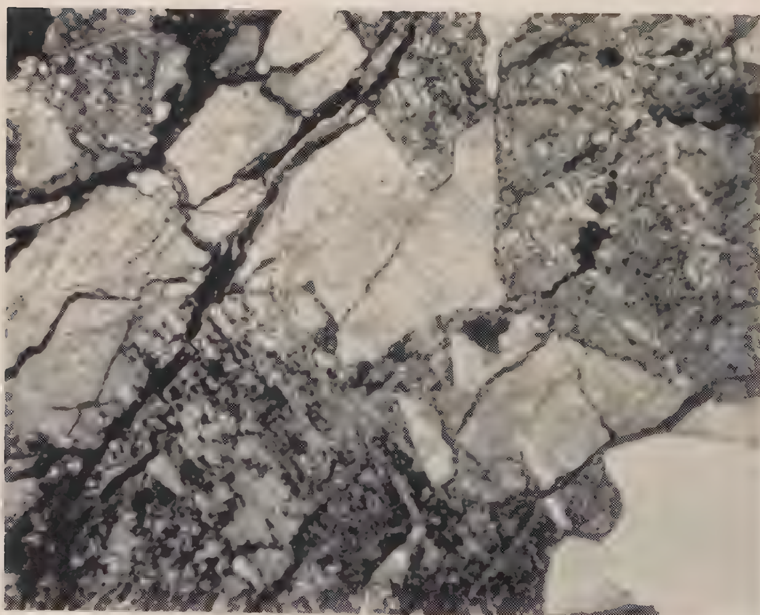


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2

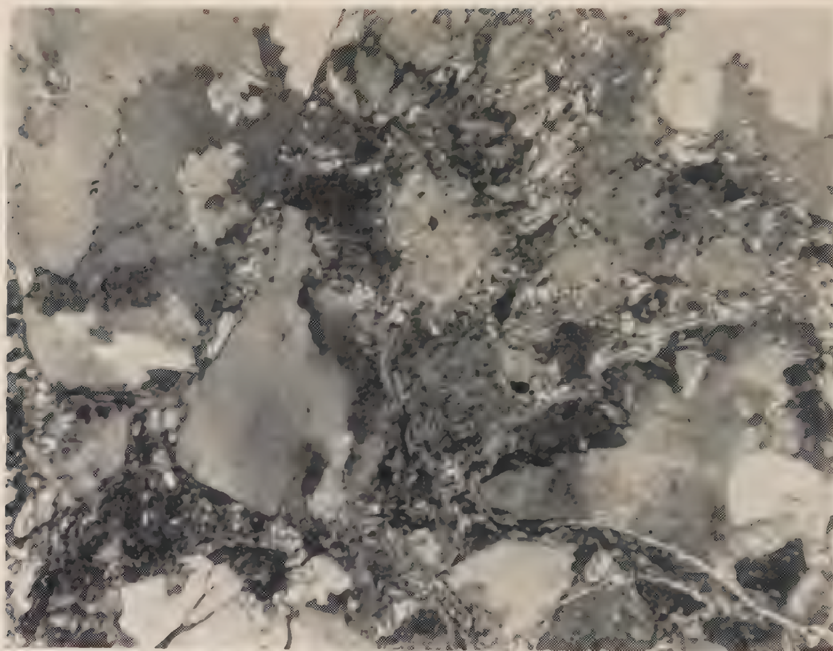


Fig. 1

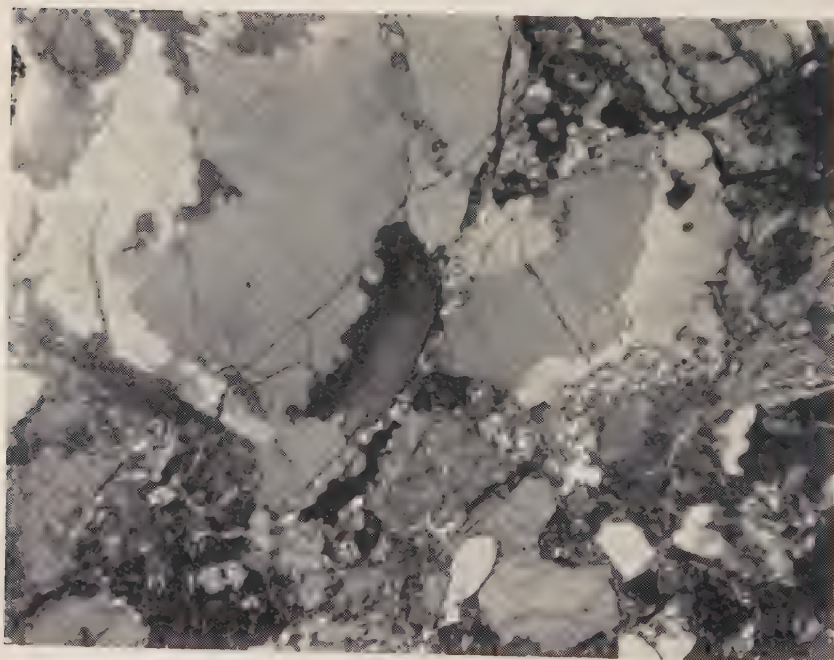


Fig. 2

DAM TOKARSKI

Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich

:REŚĆ: Wstęp — Tufity w przekroju i profilu struktury Bóbrki: przekrój; profil — 'owiązanie znalezisk — Ślady cyklu magmowego w serii fliszowej — Literatura cytowana

WSTĘP

W r. 1954 wspólnie z J. Tokarskim opisaliśmy i opracowaliśmy wy- tępowanie tufitów w warstwach krośnieńskich górnych leżącej synkliny lukielskiej, podścielającej nasuwający się czołowy element antyklinalny odjednostki dukielsko-michowskiej w południowej części Karpat Jasiel- kich (1954, tabl. I przekrój A). Ostatnio M. Kamieński i K. Ciszewska 1956) zasygnalizowali i zanalizowali obecność tufitów wykrytych przez '. Ciszewską w piaskowcach i łupkach istebniańskich oraz w dolnej czę- ci eoceńskich łupków pstrych w północnym obrzeżeniu Karpat Jasiel- kich w antyklinie Podzamcza-Liwocza-Brzanki (tabl. I przekrój F). Auto- owie ci użyczyli mi uprzejmie swoich materiałów w trakcie przygoto- vania ich do druku. Ponadto doc. K. Ciszewska za uprzejmą zgodą dy- ektora Instytutu Geologicznego prof. dr. E. Rühlego sporządziła i oddała ni do dyspozycji przekrój fałdu Brzanki zamieszczony na tablicy I (prze- rój F). Obu autorom, a w pierwszym rzędzie doc. dr. K. Ciszewskiej kładam serdeczne podziękowanie.

W r. 1954 profilując z J. Kruczkiem głęboki odwiert poszukiwawczy 21, przebijający strukturę Bóbrki w tychże Karpatach, znalazłem vspólnie z wymienionym geologiem podwójną warstewkę tufitową v eoceńskich pierwszych łupkach pstrych (fig. 1 i tabl. I przekrój B). Nasza diagnoza co do tufitowego charakteru tej skały została następnie kontrolowana mikroskopowo i chemicznie przez J. Tokarskiego. Potem en materiał tufitowy został szczegółowo opracowany petrograficznie rzez Wł. Parachoniaka. Obaj wymienieni petrografowie przeprowadzili e mną szereg dyskusji na temat omawianych w tej pracy tufitów, za co m szczerze dziękuję. Tufity z odwiertu K 21, na skutek występującej ku ołudniowi ciągłości struktur i przekrojów (tabl. I przekroje A, B, C), najdują się w skartowanym przeze mnie terenie we wspólnym, nieprzer-

wanym profilu serii fliszowej z wkładką tufitów wśród warstw krośnieńskich górnych synkliny dukielskiej, opisanych poprzednio (A. Tokarski i J. Tokarski 1954). Z drugiej zaś strony, nawiązując te warstewki ku północy, można je umieścić we wspólnym profilu stratygraficznym z tufitami łupków istebniańskich wykrytymi przez K. Ciszewską w elemencie Podzamcza-Liwocza-Brzanki. Można to zrobić mianowicie przez konstrukcję przekrojów i ciągłość struktur, w oparciu o prace terenowe K. Ciszewskiej (1956), J. Obtułowicza (1932a), R. Osiki (1947), H. Świdzińskiego (1939) i moją (1947, tabl. I, przekroje C, E, F).

W ten sposób tufity napotkane w odwiercie K 21, o pozycji dobrze określonej litostratygraficznie i paleontologicznie, stanowią ważne ogniwo pośrednie w chronologii pomiędzy dwoma tamtymi, skrajnymi poziomami. Poza tym występują tu one w przewodnim elemencie budowy Karpat Jasielskich — w strukturze Bóbrki i wiążą się w nim z eoceńskimi pierwszymi łupkami pstrymi. Dlatego poprzez typową litostratygrafię struktury Bóbrki historia karpackich piroklastyków może być przenoszona także i na inne obszary Depresji Centralnej.

TUFITY W PRZEKROJU I PROFILU STRUKTURY BÓBRKI

Przekrój struktury Bóbrki

Trzon struktury Bóbrki, wysad antyklinalny podniesionej części Karpat Jasielskich (Obtułowicz 1932b, A. Tokarski 1947) przewodni jest jako specjalna strefa intersekcyjna oraz przede wszystkim jako wyraźny element „oporowy" w tektonicznej dynamice regionu. Przekroje B i C przedstawione na tablicy I tną tę strukturę na odcinku kulminacyjnym jej osi podłużnej. Zostały one przeze mnie szczegółowo skartowane na powierzchni i sprofilowane w głąb aż do 2500 m osiągniętych w odwiercie K 21 na przekroju B, w którym wykryto po raz pierwszy w tej części Karpat pod warstwami istebniańskimi warstwy godulskie i dolno-kredową serię „DK" aż do warstw cieszyńskich w spągu.

Struktura ta w swoim obrazie powierzchniowym i przypowierzchniowym składa się ze skrzyniowego fałdu Bóbrki z odsłoniętym sztywnym jądrem utworzonym z piaskowców istebniańskich w środku, oraz z towarzyszących temu fałdowi od północy i południa dwu synklin wypełnionych warstwami krośnieńskimi. Przy tym zewnętrzny brzeg północnej z tych synklin nasunięty jest ku północy na swoje przedpole jako podcięta łuska, o jądrze utworzonym z łupków menilitowych, a także — być może — z pstrych warstw eoceńskich.

Przy ogólnej stromości wszystkich form struktury, w których upady rzadko spadają poniżej 60^0, zaznacza się w niej charakterystyczna asy-

metria — odwrotna w stosunku do normalnej karpackiej. Mamy tu mianowicie przechylenie całości ku południowi. Przez to synklina południowa jest głęboka, ze stromo ustawionym jądrem wypełnionym przez łupkowe warstwy krośnieńskie górne. Synklina zaś północna, zondulowana w swoim przebiegu podłużnym i podnosząca się osiowo od zachodniego przekroju C do wschodniego przekroju B, jest stosunkowo płytka. Przy tym jej skrzydło południowe jest nie tak strome w przekroju B i nie tak obalone w przekroju C, jak to ma miejsce w szeregu innych karpackich form tektonicznych, utworzonych przez zdecydowany nacisk idący od południa.

Charakterystyczny dla tej odwrotnej asymetrii struktury Bóbrki jest również stopień samodzielnego zaangażowania tektonicznego obu „miękkich" stref skrzydłowych środkowej antykliny, utworzonych z eoceńskich łupków pstrych z piaskowcami ciężkowickimi. W skrzydle północnym wyciśnięcie tej serii, normalne przy nacisku idącym z południa, jest na tyle umiarkowane, że zdołały zachować się w nim w łupkach pstrych wkłady piaskowców ciężkowickich — w przekroju C — jeden, a w przekroju B — dwa. W skrzydle południowym natomiast widzimy niewielkie, ale charakterystyczne zaakcentowanie znaczenia samodzielnej tektoniki. Pas wychodni łupków menilitowych ma tu zdwojoną szerokość, wskazując na możliwość wtórnego sfałdowania, stwierdzonego zresztą wierceniami o 4 km stąd wzdłuż biegu fałdu ku wschodowi (Kruczek 1957). Poza tym pierwsze łupki pstre tego skrzydła zapadające średnio pod kątem 60^0 ku południowi, jakkolwiek mają w przekroju powierzchniowym i w profilu wiercenia K 21 swoją normalną grubość 175 m, są jednak w rdzeniach powyciskane i zlustrowane (fig. 1).

Wreszcie także i południowa synklina struktury ma odwrotną asymetrię z wyciśnięciem jej skrzydła północnego, co wskazuje na nacisk idący z północy.

Dolną częścią swojej eoceńskiej serii pstrej południowe skrzydło antykliny Bóbrki dostosowuje się w zupełności do sztywnej tektoniki jej jądrowej części. Są tu przede wszystkim u góry wszystkie trzy wkłady piaskowców ciężkowickich licząc od najwyższego: pierwszy, drugi i trzeci o grubości 20-50 m, rozdzielone drugimi i trzecimi łupkami pstrymi, których grubość wynosi 30-40 m. Stosunki te widoczne są na wychodniach odsłoniętych wzdłuż przekroju. W wierceniu K 21, prowadzonym dla rozpoznania kompleksów dolno-kredowych (fig. 1), rzadkie rdzeniowanie na odcinku serii eoceńskiej nie trafiło wyraźnie w ogniwa stratygraficzne tego zespołu warstw, a przeciwnie — miejscami uzyskiwano rdzeń z podrzędnej wkładki łupkowej kompleksu piaskowcowego lub z wkładki piaskowcowej kompleksu łupkowego. Wyznaczenie granic po-

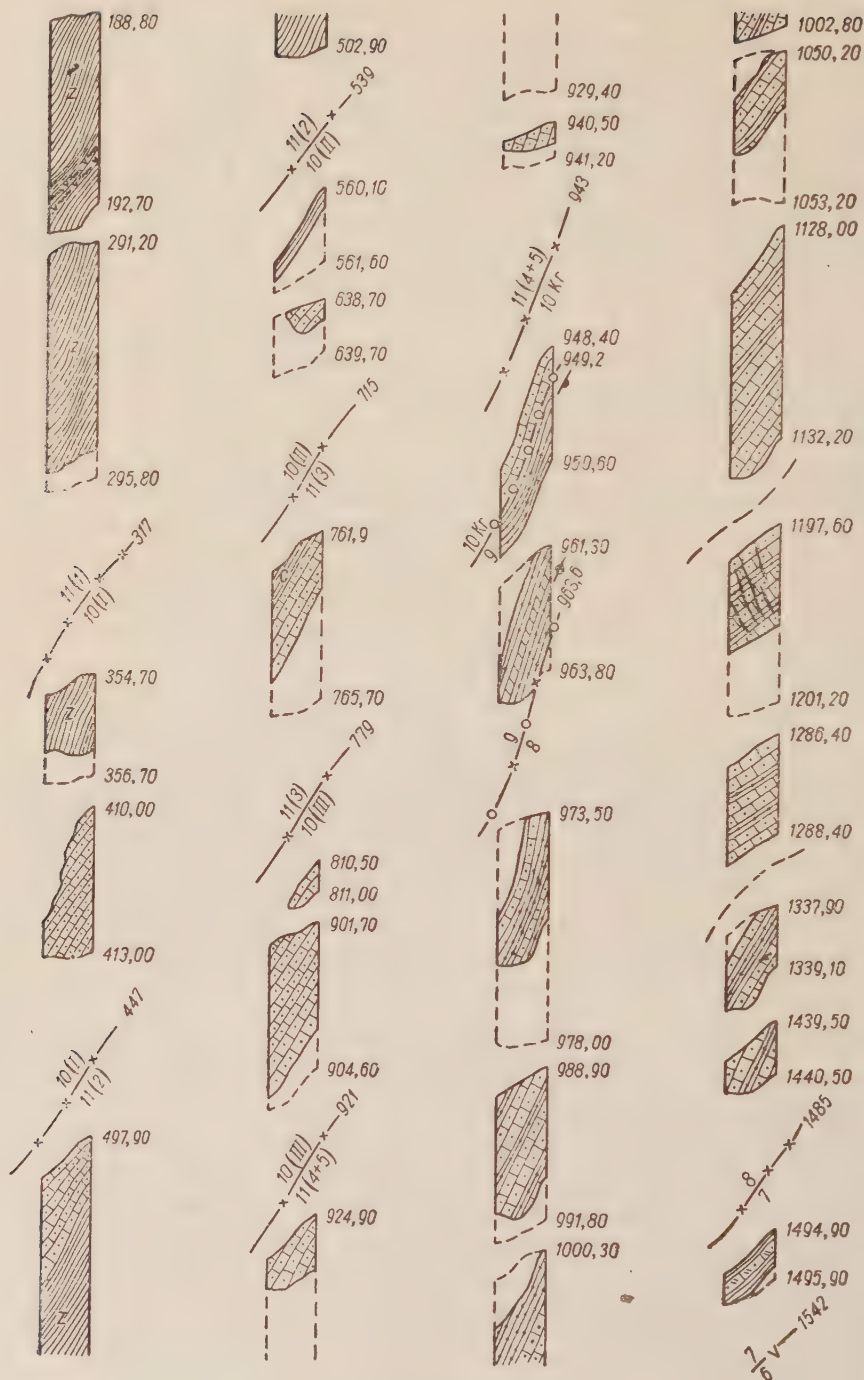
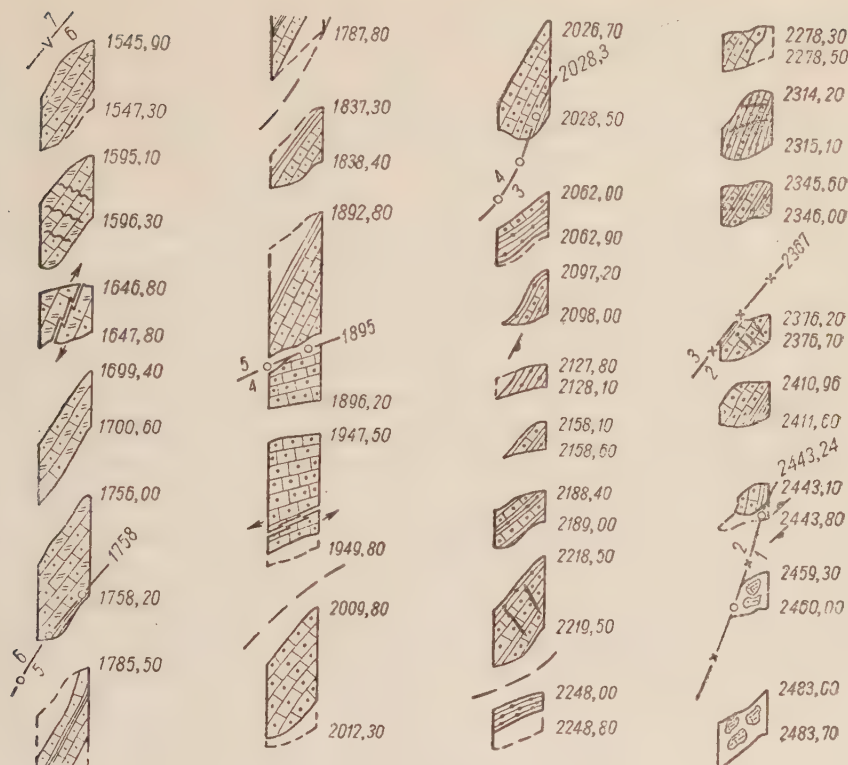

188,80
192,70
291,20
295,80
11(1)
10(I)
317
354,70
356,70
410,00
413,00
10(I)
11(2)
447
497,90
502,90
11(2)
10(II)
539
560,10
561,60
638,70
639,70
10(II)
11(3)
715
761,9
765,70
11(3)
10(III)
779
810,50
811,00
901,70
904,60
10(III)
11(4+5)
921
924,90
929,40
940,50
941,20
11(4+5)
10 Kr
943
948,40
949,2
950,60
10 Kr
9
961,30
963,6
963,80
9
8
973,50
978,00
988,90
991,80
1000,30
1002,80
1050,20
1053,20
1128,00
1132,20
1197,60
1201,20
1286,40
1288,40
1337,90
1339,10
1439,50
1440,50
8
7
1485
1494,90
1495,90
7
6
1542

Fig. 1



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

Fig. 1

Profil rdzeniowy wiercenia K 21

1-5 kreda dolna: *1* łupki cieszyńskie górne, *2* DK_5 — piaskowiec grodziski, *3* DK_4 — warstwy wierzowskie, *4* DK_3 — warstwy lgockie dolne, *5* DK_1 — warstwy lgockie górne; *6-9* kreda górna: *6* warstwy godulskie dolne i środkowe, *7* warstwy godulskie górne (łupkowe), *8* piaskowce istebniańskie, *9* łupki istebniańskie; *10-11* trzeciorzęd: *10* Kr piaskowiec „kryjący" *10* (III, II, I) — piaskowiec ciężkowicki, *11* (4 + 5, 3, 2, 1)— pstre łupki eocenu (*z* zielone, *c* czerwone) z wkładkami iłowców; *12* tufity; *13* żyłki kalcytowe; *14* szczeliny; *15* „progi" Lahee; *16* hieroglify; *17-19* granice między jednostkami litostratygraficznymi: *17* wg rdzeni, *18* wg karotażu, *19* wg kawernometru; *20* linie interpretacyjne

szczególnych zasadniczych partii piaskowcowych i łupkowych otrzymaliśmy tu natomiast z profilowania elektrycznego (fig. 2), normalnie już używanego dla celów elektrostratygraficznych przez geologów Przemysłu Naftowego, zwłaszcza w omawianej części profilu fliszowego. Według odpowiednich wspólnych maksimów potencjału własnego (porowatości) i oporów, poniżej najwyższego odcinka wykresu rozpoczętego na głębokości 217 m, w którym dwie gładkie linie odpowiadają pierwszym pstrym łupkom — wyodrębniają się tu poszczególne piaskowce ciężkowickie: pierwszy na odcinku 317-447 m, drugi pomiędzy głębokościami 539-715 m, a trzeci w interwale 779-921 m.

Zgodne z tymi danymi są materiały mikrofaunistyczne opracowane przez H. Jurkiewicza w oparciu o zespoły otwornicowe ustalone jako typowe dla poszczególnych poziomów przez mikropaleontologów Przemysłu Naftowego (Czernikowski 1950, Jurkiewicz 1955). Ponad pierwszym piaskowcem ciężkowickim, od samej góry profilu, pojawiła się mikrofauna z *Ammodiscus umbonatus* (pl. XL, fig. 1), a od głębokości 148 m — mikrofauna z *Cyclammina amplectens* i *Spiroplectammina grzybowskii* (pl. XL, fig. 2), obie typowe dla pierwszych łupków pstrych, pierwsza dla wyższej, druga dla niższej ich partii. Natomiast w interwale odpowiadającym trzecim pstrym łupkom 715-779 m znalazł H. Jurkiewicz w urobku,

---

Fig. 1

Core profile of deep boring K 21

1-5 Lower Cretaceous: *1* upper Cieszyn shales, *2* DK_5 — Grodzisko sandstone, *3* DK_4 Wierzowice beds, *4* DK_3 — lower Lgota beds, *5* DK_1 — upper Lgota beds; *6-9* Upper Cretaceous: *6* lower and middle Godula beds, *7* upper Godula beds (shaly), *8* Istebna sandstones, *9* Istebna shales; *10-11* Tertiary: *10* Kr „top" sandstone, *10* (III, II, I) — Ciężkowice sandstone, *11* (4 + 5, 3, 2, 1) — Eocene variegated shales (*z* green, *c* red) with mudstone intercalations; *12* tuffites; *13* calcite veins, *14* fissures, *15* slide surfaces, *16* hieroglyphs; *17-19* boundary between lithostratigraphic units: *17* determined by cores, *18* determined by el. logging, *19* determined by cavernometer; *20* interpretation lines

Fig. 2

Elektrostratygrafia wiercenia K 21

1 łupki cieszyńskie górne, *2* warstwy DK_5, *3* warstawy DK_4, *4* warstwy DK_3, *5* warstwy DK_1, *6* warstwy godulskie dolne i środkowe (piaskowcowe), *7* warstwy godulskie górne (łupkowe), *8* piaskowiec istebniański, *9* łupki istebniańskie, *10* (kr, III, II, I) — piaskowiec ciężkowicki, *11* (4 + 5, 3, 2, 1) — łupki pstre eocenu

Electrostratigraphy of deep boring K 21

1 upper Cieszyn shales, *2* DK_5 beds, *3* DK_4 beds, *4* DK_3 beds, *5* DK_1 beds, *6* lower and middle Godula beds (sandstones), *7* upper Godula beds (shaly), *8* Istebna sandstone, *9* Istebna shales, *10* (kr, III, II, I) — Ciężkowice sandstone, *11* (4 + 5, 3, 2, 1) — Eocene variegated shales

w głębokości 725 m pierwsze wystąpienie mikrofauny z *Trochamminoides coronatus* i *Glomospira charoides* (pl. XLI, fig. 1), charakteryzującej w sposób typowy trzecie pstre łupki.

Upady, widoczne w rdzeniach wydobytych na odcinku przewiercania trzech wkładów piaskowców ciężkowickich i rozdzielających je łupków pstrych, wynoszą 60°.

U spodu warstw eoceńskich mamy odsłonięty na powierzchni typowy dla antykliny Bóbrki „przekładaniec" utworzony z kolejnych kilku do kilkudziesięciometrowych kompleksów: łupków pstrych przeważnie czerwonych czwartych z piątymi, piaskowca „kryjącego" i czarnych piaszczystych łupków istebniańskich, leżących już na dwustumetrowej serii piaskowców istebniańskich. W wierceniu również i ten „przekładaniec" wydzielony został jedynie na podstawie elektrostratygrafii, zresztą w sposób klasyczny. Od spągowej granicy trzeciego piaskowca ciężkowickiego tzn. od głębokości 921 m, a nad wyraźnie zaznaczonym swoją stropową granicą w głębokości 943 m piaskowcem „kryjącym" wystąpiły gładką linią potencjału własnego (porowatości) i oporów czwarte i piąte łupki pstre, bez zaznaczenia wkładki piaskowcowej, którą sygnalizuje rdzeń wyniesiony z głębokości 940,50-941,20 m. Spąg piaskowca „kryjącego" według rdzenia może być przyjęty w głębokości 949,2 m, nad kompleksem piaskowców istebniańskich, który został wyznaczony przez dolną granicę rdzenia łupkowego i przez górną granicę wychyleń obu linii karotażu elektrycznego w głębokości 963,60 m. Bezpośrednio pod piaskowcem „kryjącym", a nad piaskowcami istebniańskimi znajdują się łupki, jak na to wskazują niskie wartości obu wykresów. Łamany przebieg linii wykresów mówi przy tym o obecności cienkich wkładek piaskowcowych, a taka jest właśnie charakterystyka elektrostratygraficzna łupków istebniańskich, odpowiadająca ich litologii. Zostały one zresztą wydobyte na tym odcinku w dwóch rdzeniach uzyskanych z głębokości 948,40-950,60 m oraz 961,30-963,80 m. Upady we wszystkich rdzeniach uzyskanych z „przekładańca" wynoszą 70° i 80°.

We wgłębnej części antykliny Bóbrki przewiercono w otworze K 21 do głębokości 1485 m (200 m grubości) piaskowce istebniańskie (grubo- i średnioziarniste z miką i z plamami kaolinu w spoiwie) z wkładkami czarnych łupków piaszczystych, z których jedna została uchwycona w najwyższym rdzeniu wziętym z tej serii, z interwału 973,50-978,00. Upady, w górze wynoszące 70°, stopniowo ku dołowi maleją do 35°, aby u samego spągu serii wzrosnąć znowu do 70°. Granicę spągową piaskowców istebniańskich wyznacza nagłe zmniejszenie się oporów wykresu karotażowego w głębokości 1485 m. Niżej do głębokości 1542 m wiercenie szło, zgodnie z niskimi oporami widocznymi na wykresie profilowania elektrycznego, w serii łupkowej, dając z niej rdzeń łupków zielonych

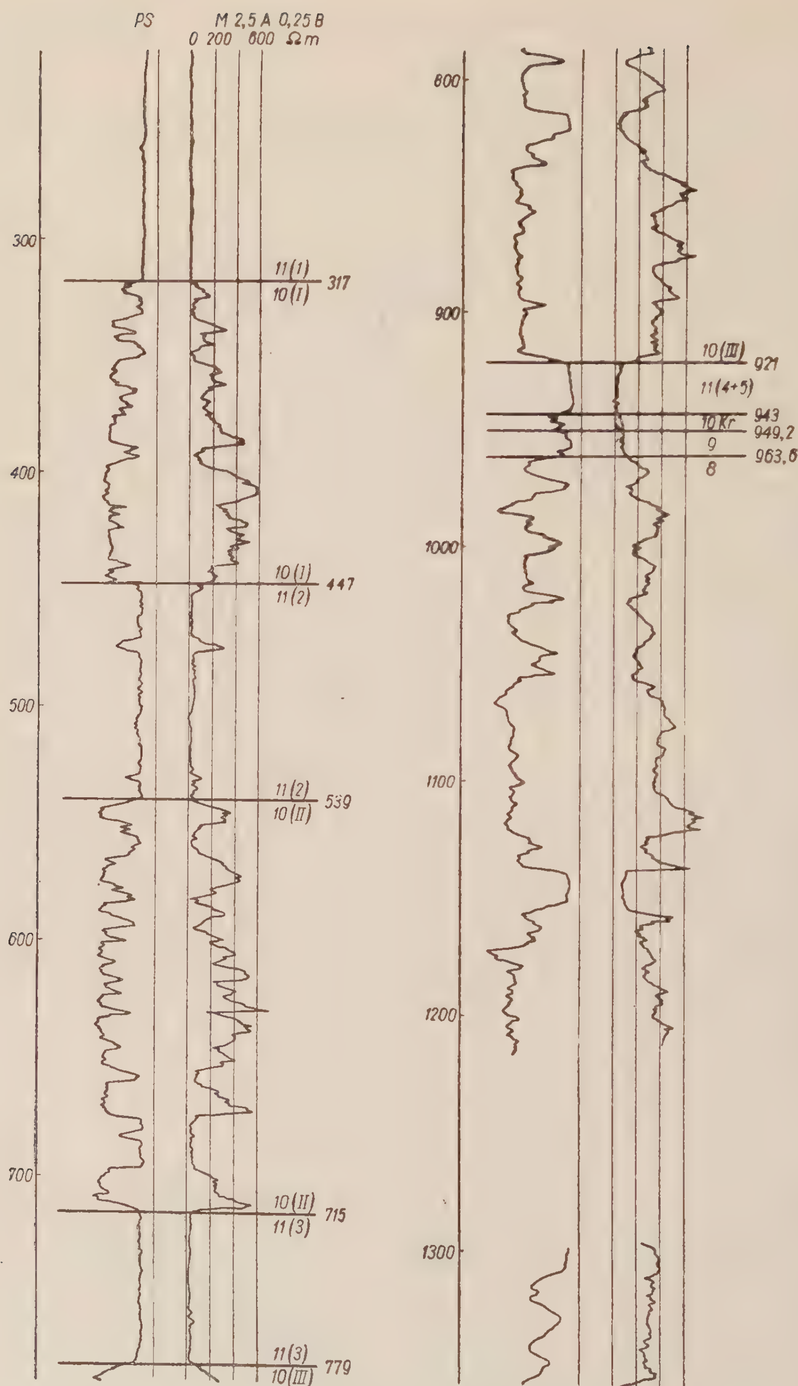

PS
M 2,5 A 0,25 B
0 200 600 Ωm
300
400
500
600
700
11(1)
10(I)
317
10(1)
11(2)
447
11(2)
10(II)
539
10(II)
11(3)
715
11(3)
10(III)
779
800
900
1000
1100
1200
1300
10(III)
921
11(4+5)
943
10Kr
949,2
9
963,6
8

Fig. 2

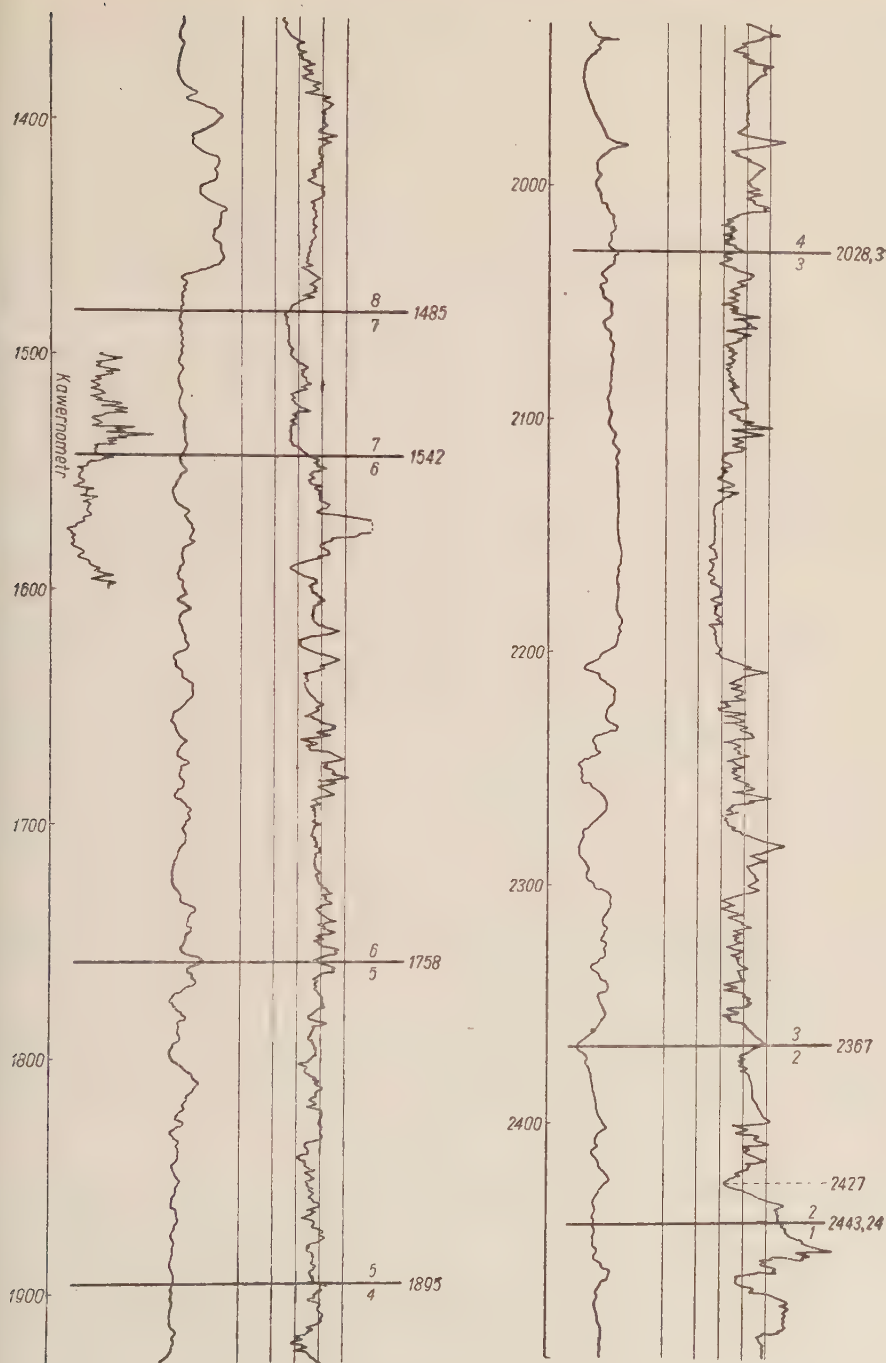

1400
1500
1600
1700
1800
1900
Kawernometr
8
7
1485
7
6
1542
6
5
1758
5
4
1895
2000
2100
2200
2300
2400
4
3
2028,3
3
2
2367
2427
2
1
2443,24

Fig. 2

z upadem 45^0 wzięty z głębokości 1494,90-1495,90 m oraz łupki czerwone (od 1500 m) i zielone w urobku. Uważa się je za warstwy godulskie górne według typowej litologii, o rzeczywistej grubości 30 m. Niżej przebito od głębokości 1542 do 1758 m warstwy godulskie środkowe i dolne złożone ze zbitych, glaukonitycznych piaskowców, przeważnie drobnoziarnistych o upadzie 50^0, z żyłami kalcytu. Ich górną granicę wyznacza wzrost oporów na wykresie profilowania elektrycznego, a ich dolna granica, nie wyróżniająca się niczym specjalnym w elektrostratygrafii, znajduje się na głębokości 1758 m. Została ona napotkana w „pełnym" rdzeniu wydobytym z głębokości 1756,00-1758,20 m, w którego najniższej części pojawiły się czarne łupki bezwapienne. Poniżej znajdują się typowe utwory górnej części warstw lgockich oznaczone przez geologów Przemysłu Naftowego symbolem DK_1 (St. Wdowiarz, 1953). Są to drobnoziarniste, zbite piaskowce krzemionkowe ze smugami czarnego iłu i z wkładkami czarnych łupków bezwapiennych. Mają one upad 60^0. Kompleks ten został przebity w wierceniu K 21 w grubości rzeczywistej 120 m. Dolną granicę warstw DK_1, niewidoczną w wykresie karotażowym, zdaje się tu tworzyć powierzchnia nieciągłości. Mianowicie w dość „pełnym" trzymetrowym rdzeniu wziętym z głębokości 1892,80-1896,20 m, w dwu wyższych jego metrach wydobyto typowe piaskowce krzemionkowe, smugowane oraz czarne łupki bezwapienne warstw DK_1 z upadem 60^0. Natomiast w trzecim, najniższym metrze znalazła się skała typowa dla dolnych warstw lgockich Depresji Centralnej — DK_3, tzn. piaskowiec jasnożółty gruboziarnisty, kruchy, z upadem 15^0. Ponieważ zaś również niżej w rdzeniach są podobne skały, górną granicę warstw DK_3 kładę pomiędzy środkowym i najniższym metrem omówionego interwału. Granicę tę mimo braku oznak silniejszych napięć tektonicznych oprócz gwałtownego zmniejszania się upadu przy zmianie typów litologicznych, widzę w formie niezgodności tektonicznej. Polegałaby ona na zgarnięciu warstw DK_1 i DK_2 jako podstawy stromszego fałdu ponad stropem łagodnie zapadających warstw DK_3. Brak byłoby przy tym w profilu omawianego odwiertu łupkowych warstw DK_2, które właśnie dzięki swojej podatnej teksturze mogły tu tworzyć strefę początkowego zluźnienia i następnie mogły zostać wtórnie nagromadzone w środkowej części fałdu.

Warstwy kruchych piaskowców DK_3 zostały przebite do głębokości 2028,20 m (miąższość rzeczywista 75 m), z upadami rosnącymi ku dołowi od 15^0 aż do 60^0. Ich dolną granicę uchwycono na głęb. 2028,30 m w „pełnym" rdzeniu z głęb. 2026,70-2028,50 m. Pod typowym piaskowcem DK_3 znajdują się tam bezwapienne czarne łupki z charakterystycznymi pojedynczymi otoczakami kwarcu o średnicy kilku mm i z wkładkami piaskowców gruboziarnistych. Można je uważać za odpowiednik warstw wierzowskich czyli DK_4 geologów naftowych. Poza tym, z dolną granicą

arstw DK_3 związane jest nagłe zmniejszenie oporów na wykresie karożowym już w głębokości 2012 m. Upady w warstwach DK_4 w górze, pod głębokością 2230 m wynoszą od 40^0 do 60^0 przy hieroglifach występujących na dolnej powierzchni warstwy napotkanej w rdzeniu wziętym głębokości 2097,20-2098,00 m. Potem do głębokości 2300 m upady mają do 20^0, aby wreszcie dalej w dół znowu wzrosnąć do 60^0 i potem do 0^0. Dolną granicę tego kompleksu pozwalającą na określenie jego rzeywistej miąższości na 175 m prowadzę na podstawie wyników karotażu m, gdzie w głębokości 2367 m powiększają się opory skał dość słabo rowatych. W rdzeniach bowiem zaraz poniżej tej głębokości znajdują ę zlewne piaskowce gruboziarniste, które mogą być uważane za piaskoiec grodziski (kompleks DK_5). Upady w nich wynoszą 60^0 i 80^0. Wresze na wykresie karotażowym od głębokości 2436 m w dół zaczynają się ojawiać, przy niezmienionych wartościach potencjału własnego (poroatości), niezwykle wielkie opory, wskazujące na przewiercanie zupełnie owego typu skalnego. W rzeczywistości mógł on wystąpić w profilu wiernia dopiero od głębokości 2443,24 m w dół, gdyż jeszcze w interwale 43,10-2443,80 m wydobyto czternastocentymetrowy rdzeń piaskowca teksturze odpowiadającej kompleksowi DK_5. Niżej zaś, w dwu rdzeniach, tatnich w tym odwiercie wziętych z głębokości 2459,30-2460,00 m oraz 83,00-2483,70 m bez możności zmierzenia upadu, znalazły się luźno wyępujące skały nowego typu — czarne łupki i mułowce piaszczyste i wapste. Są to zapewne łupki cieszyńskie górne, zgodnie z diagnozą P. Karnowskiego i E. Konarskiego, którzy pierwsi profilowali najniższy odcinek go odwiertu.

Pomiar stratametryczny wykonany pod kierownictwem T. Rokosza odwiercie K 21 dał w głębokości 1900 m południowy kierunek upadu arstw DK_3, zgodny z przypowierzchniową budową południowego skrzya fałdu Bóbrki. Prawdopodobnie w całym przewierconym profilu warwy zapadają ku południowi dając ku dołowi pełny ciąg stratygraficzny d eoceńskich pierwszych pstrych łupków, aż do warstw cieszyńskich órnych, z wypadnięciem jedynie warstw DK_2 na przerwie strukturalnej.

Profil struktury Bóbrki

W obrębie pstrych utworów eoceńskich południowego skrzydła fału Bóbrki przebitego odwiertem K 21, położenie stratygraficzne tufitów aje się określić dość dokładnie.

Znaleźliśmy je z J. Kruczkiem w pełnym rdzeniu długim na 3,9 m, ydobytym z głębokości 188,80-192,70 m, składającym się ze zlustrowaych łupków zielonych o upadach zmieniających się od 50^0 do 80^0 (fig. 1). trzecim od góry metrze tego rdzenia, na 47-50 cm i na 98-100 cm pożej jego górnej granicy, tufity wyróżniły się jako wkładki ciemnosza-

rej skały ilastej usianej blaszkami biotytu, o powierzchniach łupliwośc zgodnych z upadami łupków zielonych w podłożu i nadkładzie tych war stewek.

Miejsca występowania tych wkładek w profilu odwiertu 191,27 191,30 m oraz 191,78-191,80 m znajdują się w obrębie pierwszych pstryc łupków, o około 125,50 m ponad stropem pierwszego piaskowca ciężko wickiego wyznaczonym przez rdzeniowanie elektryczne (fig. 2). W kon strukcji przekroju daje to wysokość około 60 m nad spągiem 170-metro wego kompleksu pierwszych pstrych łupków. W urobku uzyskanyn przy przewiercaniu pierwszych pstrych łupków H. Jurkiewicz wyróżni tu górny odcinek profilowy 0-148 m z fauną zespołu *Ammodiscus umbo natus* charakteryzującą w całej Depresji Centralnej górną część pierw szych łupków pstrych. Natomiast w niższym odcinku profilowym 148-31 m znalazł on mikrofaunę z *Cyclammina amplectens* i *Spiroplectammin grzybowskii* typową dla dolnej części pierwszych pstrych łupków oma wianych obszarów. Granica pomiędzy obu tymi zespołami stratygraficz nymi wypada w rzeczywistym profilu serii na 70 m nad jej spągiem i tu fity znajdują się w stropowej partii niższego oddziału z *Cyclammina am plectens*, a więc w położeniu dającym się w obrębie pierwszych łupków pstrych zidentyfikować na dużych obszarach Środkowych Karpat (Czer nikowski 1950, Jurkiewicz 1957).

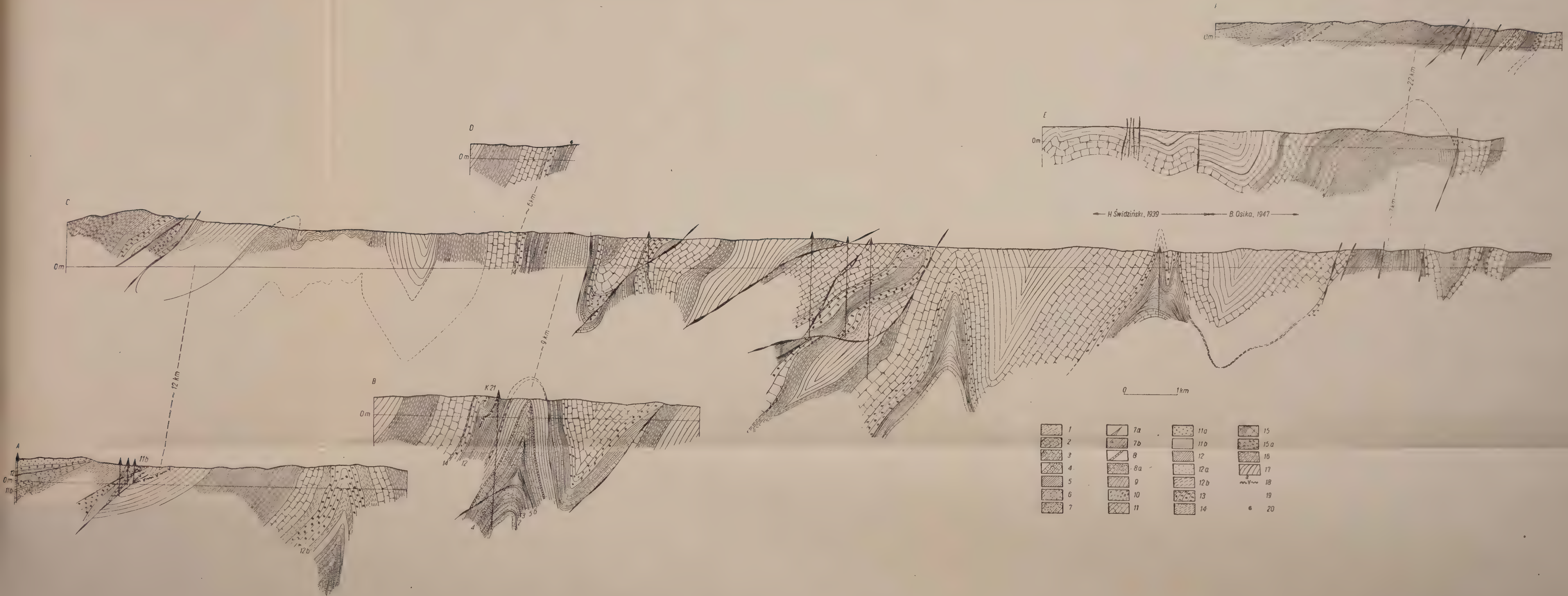
Wreszcie pierwszy piaskowiec ciężkowicki podścielający pierwsz łupki pstre o 70 m poniżej wkładek tufitowych ciągnie się wzdłuż fałd Bóbrki swoimi wychodniami ku zachodowi, gdzie w odległości 10 km w Łężynach w skartowanym przeze mnie przekroju D (tabl. I) znalazłem w łupkach faunę nummulitów, którą następnie zebrał i oznaczył F. Bied (1946). Zawiera ona według tego autora następujące formy: *Nummulite planulatus* Lamk., *N. atacicus* Leym., *N. parvulus* Douv., *N. mamillinu* Douv., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Brunn., *N. partschi* de la Har pe, *N. praetuberculatus* Rozl. Na podstawie tej fauny F. Bieda wiek za wierających ją warstw oznaczył na *iprez*. Wynika z tego, że opisywane tufity mogły osadzać się w *iprezie* lub w *dolnym lutecie*.

POWIĄZANIE ZNALEZISK

Południowa synklina struktury Bóbrki wypełniona jest łupkowy mi warstwami krośnieńskimi górnymi z widocznym w odsłonięciach prze gubem synklinalnym. Mimo widocznej z przekroju C (tabl. I) jej asyme trii i mimo związanej z tym konieczności przyjęcia wyciśnięć jej w skrzy dle północnym tłumaczonych jako wynik wstecznego przechylenia całej struktury (por. wyżej str. 189), forma ta robi wrażenie elementu ciągłe go. Również facjalno-stratygraficzne przejście od łupkowych warstw krośnieńskich górnych do łupkowo-piaskowcowych warstw krośnieńskich

Przekroje Karpat Jasielskich — Geological sections of the Jasło Carpathians

Przekrój C częściowo wg H. Świdzińskiego i R. Osiki, przekrój F wg K. Ciszewskiej — Section C after H. Świdziński and R. Osika partly, section F after K. Ciszewska



1-6 kreda dolna: *1* łupki cieszyńskie, *2* warstwy DK_5, *3* warstwy DK_4, *4* warstwy DK_3, *5* warstwy DK_2, *6* warstwy DK_1; *7-10* kreda górna: *7* warstwy godulskie dolne i środkowe, *7a* warstwy godulskie dolne — łupki pstre, *7b* warstwy godulskie środkowe — łupkowo-piaskowcowe, *8* warstwy godulskie górne — łupki pstre, *8a* warstwy godulskie górne — piaskowcowo-łupkowe, *9* piaskowce istebniańskie, *10* łupki istebniańskie; *11-18* trzeciorzęd: *11* piaskowce ciężkowickie, *11a* piaskowce cergowskie, *11b* łupki cergowskie, *12* łupki pstre eocenu z piaskowcami, *12a* warstwy podrogowcowe piaskowcowe, *12b* warstwy podrogowcowe łupkowe, *13* łupki menilitowe, *14* warstwy przejściowe, *15* warstwy krośnieńskie dolne, *15a* warstwy krośnieńskie dolne i środkowe, *16* warstwy krośnieńskie środkowe, *17* warstwy krośnieńskie górne (*a* łupki jasielskie w profilu E), *18* tufity; *19* grube linie z przewężeniami — dyslokacje; *20* fauna numulitowa

1-6 Lower Cretaceous: *1* Cieszyn shales, *2* DK_5 beds, *3* DK_4 beds, *4* DK_3 beds. *5* DK_2 beds, *6* DK_1 beds; *7-10* Upper Cretaceous: *7* lower and middle Godula beds, *7a* lower Godula beds — variegated shales, *7b* middle Godula beds — shaly arenaceous, *8* upper Godula beds — variegated shales, *8a* upper Godula beds — sandstones with shales, *9* Istebna sandstones, *10* Istebna shales; *11-18* Tertiary: *11* Ciężkowice sandstones, *11a* Cergowa sandstones, *11b* Cergowa shales, *12* Eocene variegated shales with sandstones, *12a* submenilitic beds — sandstones, *12b* submenilitic beds — shales, *13* menilitic shales, *14* passage beds, *15* lower Krosno beds, *15a* lower and middle Krosno beds, *16* middle Krosno beds, *17* upper Krosno beds (*a* Jasło shales in section E), *18* tuffites; *19* thick lines with narrowings — dislocations; *20* nummulitic fauna

odkowych jest w obu skrzydłach tej synkliny dość ostre. Dlatego uwa-
m warstwy krośnieńskie środkowe następnego ku południowi elemen-
antyklinalnego fałdu Iwonicza-Zdroju za bezpośredni, dalszy ciąg kom-
eksu warstw krośnieńskich środkowych południowego skrzydła anty-
iny Bóbrki. Sam element Iwonicza-Zdroju jest w przekroju C formą
gularną, z kilkakrotnie wtórnie przefałdowaną stropową częścią warstw
ośnieńskich środkowych. Stropowa granica tych serii daje się łatwo
ześledzić na powierzchni i ekstrapolować „w powietrzu". W ten sposób
ropowa granica warstw krośnieńskich środkowych w południowym
rzydle fałdu Iwonicza-Zdroju w przekroju C jest wciąż związana dość
iśle z profilem litostratygraficznym struktury Bóbrki i to samo wiąza-
e może być przerzucone na przekrój A, wzdłuż tego fałdu skartowane-
przeze mnie pomiędzy przekrojami C i A. Niemniej widać, że zachodzi
podniesienie omawianej granicy w stosunku do struktury Bóbrki
425 m, gdyż o tyle większa jest odległość „stratygraficzna" stropu środ-
wych warstw krośnieńskich od stropu łupków menilitowych w fałdzie
vonicza-Zdroju w przekroju A w porównaniu z tą samą odległością
południowym skrzydle fałdu Bóbrki w przekroju C, a o 675 m większa
ż w krzekroju B. Wreszcie w przekroju A mamy już od stropu warstw
ośnieńskich środkowych tylko 400 m „stratygraficznej" odległości cią-
ego profilu warstw krośnieńskich górnych do warstewki tufitowej uję-
j w zdyslokowane jądro synkliny dukielskiej (A. Tokarski i J. Tokar-
i 1954).

Ku północy powiązanie tufitów struktury Bóbrki z tufitami fałdu
rzanki znalezionymi przez K. Ciszewską (tabl. I przekroje B, C, E, F)
e jest już strukturalnie bezpośrednie ani facjalnie proste. Naprzód prze-
edłszy wzdłuż struktury Bóbrki z przekroju B na C i idąc tym ostat-
m ku NE mijamy w terenie skartowanym i sprofilowanym przeze mnie
zy podłużne przesunięcia dyslokacyjne rozrywające ciągłość struktu-
lną. Trzecie z nich, czołowe nasunięcie fałdu Targowisk, daje nieciągłość
koło dwukilometrową. Niemniej jednak wszystkie te przesunięcia prze-
egają w obrębie jednolitego facjalnie typu profilu, przynajmniej od
pków menilitowych w górę, z charakterystycznym trójpodziałem
arstw krośnieńskich. Trójpodział ten dopiero poza strefą dyslokacyjną,
północnym skrzydle fałdu Chlebnej zmienia się na dwupodział przez
cjalny zanik warstw krośnieńskich środkowych. Jako jedyny horyzont
iążący można tu dalej brać tylko spągową granicę łupków menilito-
ych, co zresztą również dlatego jest wskazane, że szukamy tu wiązania
dołowi. Owa przewodnia granica odsłania się w skartowanym przez
Obtułowicza (1932a) i zanalizowanym przez H. Świdzińskiego (1939)
zekroju fałdu Potoka, aby potem, po zakręceniu w przegubie regular-
ej synkliny Gorajowic opracowanej przez R. Osikę (1947), wyjść znowu

na powierzchnię w południowym skrzydle skartowanego przeze mni
(1947) przekroju fałdu Podzamcza-Liwocza-Brzanki. Stąd ku zachodow
wzdłuż wychodni rogowców południowego skrzydła tego fałdu prześle
dzonych przeze mnie i częściowo przez St. Krajewskiego dochodzimy p
siedmiu kilometrach do skartowanego przeze mnie przekroju E tam
gdzie tnie on fałd Podzamcza-Liwocza-Brzanki. Tu mamy pod łupkam
menilitowymi kolejno: 125 m pierwszych łupków pstrych, 20 m pierw
szego piaskowca ciężkowickiego, 50 m drugich łupków pstrych, 30 m dru
giego piaskowca ciężkowickiego, 60 m „szarych" łupków istebniańskich
75 m piaskowca typu istebniańskiego, 65 m „czarnych" łupków istebniań
skich i nie mniej niż 700 m piaskowców istebniańskich. Natomiast w od
ległym o 22 km ku zachodowi wzdłuż tego samego fałdu, w jego częś
bardziej wynurzonej, w przekroju F skartowanym przez K. Ciszewsk
(1956) mamy, według otrzymanych od niej uprzejmych informacji, u doł
kilkanaście metrów warstw godulskich dolnych w formie łupków ziel
nych i czerwonych bez spągowej granicy. Potem idzie kolejno ku gór
600 m warstw godulskich środkowych złożonych z kilkudziesięciocenty
metrowych ławic piaskowców glaukonitowych, przedzielonych kilkum
trowymi pakietami piaskowców cieńszych przekładanych szaro-zielon
mi łupkami, 470 m warstw godulskich górnych składających się z pi
skowców gruboławicowych typu „istebniańskiego", tylko bardziej zb
tych. Nad nimi podaje K. Ciszewska 600 m typowych piaskowców iste
niańskich, 200 m ciemnoszarych łupków istebniańskich z dwiema kilk
metrowymi wkładkami piaskowców typu „istebniańskich" i z rzadkim
wtrąceniami łupków czerwonych, 150 m eoceńskich niższych łupkó
pstrych, 300 m piaskowca ciężkowickiego (jedynego w profilu stratygra
ficznym) i 100 m wyższych eoceńskich łupków pstrych, których górn
granica od strony łupków menilitowych nie została uchwycona w prze
kroju.

W skrzydle północnym, obalonym i pociętym dyslokacjami, wid
K. Ciszewska u dołu zredukowane tektonicznie przez ścięcia warstwy go
dulskie i piaskowce istebniańskie. Nad nimi znajdują się łupki istebniań
skie o grubości 300 m z jednym 40-metrowym wkładem piaskowcowym
w środku. Grubość eoceńskich pstrych łupków, zapewne wyciśniętych
tektonicznie i nie zawierających piaskowca ciężkowickiego wynosi t
190 m. Potem idzie 110 m łupków menilitowych z rogowcami w środk
i nad nimi 325 m warstw krośnieńskich dolnych bez ograniczenia stro
powego. Facja warstw godulskich tego przekroju jest odmienna od fałd
Bóbrki — „północna", według określenia K. Ciszewskiej. Również ni
mam możności skorelowania grubego piaskowca ciężkowickiego z teg
przekroju z jednym z dwu piaskowców ciężkowickich przekroju E, gdy
nie rozporządzam materiałem mikropaleontologicznym z żadnego z nich

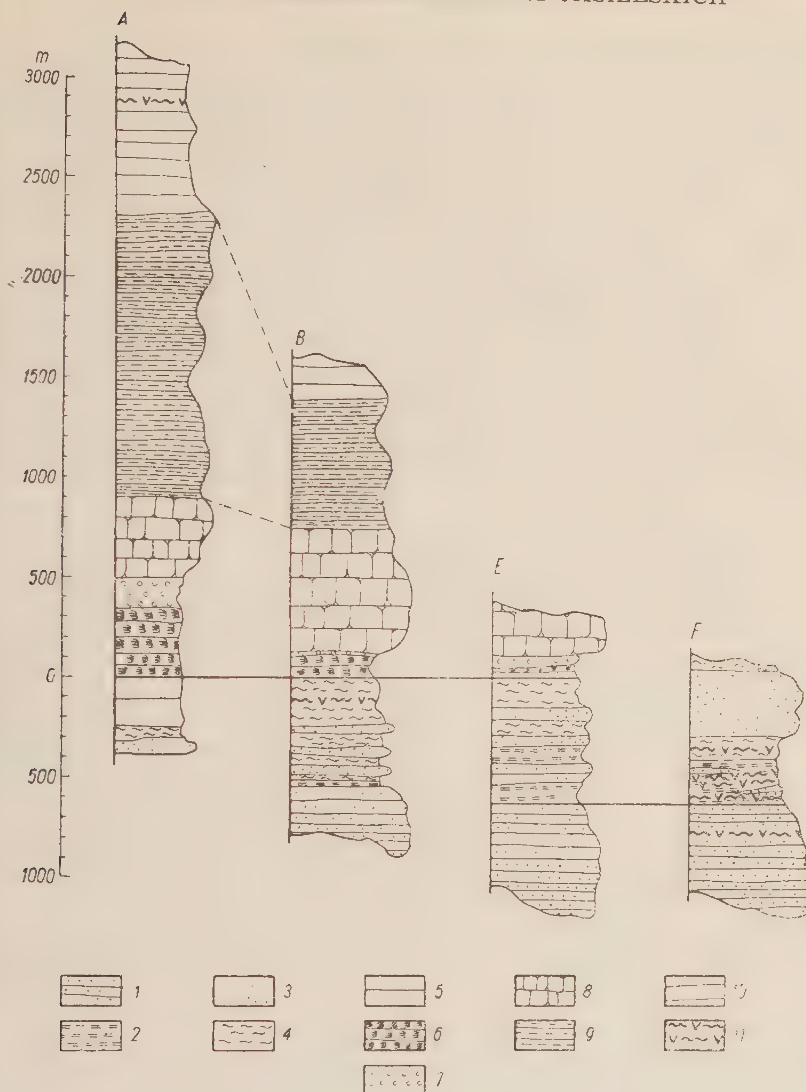


Fig. 3

Litostratygraficzna korelacja poziomów tufitowych w Karpatach Jasielskich
Przekrój F — według K. Ciszewskiej

piaskowce istebniańskie, *2* łupki istebniańskie, *3* piaskowiec ciężkowicki, *4* łupki
tre eocenu, *5* warstwy nad- i podrogowcowe z rogowcami w środku, *6* łupki me-
itowe, *7* warstwy przejściowe, *8-10* warstwy krośnieńskie (*8* dolne, *9* środkowe,
10 górne), *11* tufity

Lithostratigraphic correlation of the tuffite horizons
Section F after K. Ciszewska

stebna sandstones, *2* Istebna shales, *3* Ciężkowice sandstone, *4* Eocene variegated
ales, *5* submenilitic beds with silex in the middle part, *6* menilitic shales, *7* passage
beds, *8-10* Krosno beds (*8* lower, *9* middle, *10* upper), *11* tuffites

Dlatego jedyne możliwe wiązanie tego przekroju zawierającego tufity z przekrojem struktury Bóbrki widzę przez porównanie stropowej granicy kompleksu piaskowców istebniańskich i nadległych łupków istebniańskich południowego skrzydła fałdu z takąż granicą stropową piaskowców istebniańskich tego samego skrzydła fałdu w przekroju E. Leżący ponad tą granicą w przekroju E kompleks składa się z dwu pakietów łupków istebniańskich, czarnych w dole i szarych w stropie, przedzielonych wkładem piaskowcowym. Wkład ten można porównywać z wtrąceniami piaskowcowymi w łupkach istebniańskich przekroju F.

Tufity w przekroju F występują stosunkowo obficie w obu skrzydłach fałdu Podzamcze-Brzanka-Liwocz. W najniższym położeniu stratygraficznym znalazła je K. Ciszewska w piaskowcach istebniańskich w odległości około 50 m niżej ich stropu. Wyższy zespół tufitowy złożony z czterech warstewek został odkryty przez nią w skrzydle północnym w łupkach istebniańskich w wysokości około 60 m nad stropem piaskowców istebniańskich pod 40-metrowym wkładem piaskowcowym, który w tym skrzydle znajduje się w łupkach istebniańskich o około 200 m powyżej stropu piaskowców istebniańskich. Wyżej leżące tufity w łupkach istebniańskich znalazła wymieniona badaczka w skrzydle południowym w odległości około 150 m ponad stropem piaskowców istebniańskich, powyżej niższego z dwu występujących w tym skrzydle wkładów piaskowcowych w łupkach istebniańskich, który ma 30 m grubości i znajduje się tu na 90 m ponad stropem piaskowców istebniańskich. Wreszcie w najwyższym położeniu stratygraficznym wykryła K. Ciszewska w tym przekroju tufity w niższych łupkach pstrych południowego skrzydła o około 50 m powyżej stropowej granicy łupków istebniańskich.

Zestawiając wszystkie znaleziska tufitów z Karpat Jasielskich na kombinowanym profilu litostratygraficznym Karpat Jasielskich (fig. 3) wydzielić możemy sześć różnych poziomów. Rozmieszczone są one od najwyższej części piaskowców istebniańskich, której wiek określony jest w granicach górny mastrycht-dan (Książkiewicz 1951), do warstw krośnieńskich górnych mogących należeć już do bardzo wysokiego oligocenu, sądząc ze znalezionej przez F. Hussównę (1952) w nierozdzielonych litostratygraficznie warstwach krośnieńskich Węglówki mikrofauny o charakterze zbliżonym do mioceńskiego. W tak zakreślonych granicach stratygraficznych pozycje poszczególnych poziomów tufitowych Karpat Jasielskich są już dość dobrze określone w litostratygrafii tego obszaru. Poziom najniższy, znajdujących się w górnej części piaskowców istebniańskich, ma pozycję wyraźną z powodu roli stropowej granicy piaskowców istebniańskich jako regionalnego poziomu odniesienia stratygraficznego. Dwa poziomy tufitów występują w paleoceńskich (Książkiewicz 1951) łupkach istebniańskich, również dających się prześledzić na całym oma-

wianym obszarze. Tufity znalezione przez K. Ciszewską w niższych eoceńskich łupkach pstrych znajdują się pod grubym piaskowcem ciężkowickim, na razie trudnym do skorelowania z jednym z kompleksów piaskowcowych rozpoznanych i prześledzonych w bardziej południowych fałdach. Niemniej występują one niżej niż ipreskie lub dolno-luteckie tufity ze struktury Bóbrki znajdujące się wyraźnie nad najwyższym możliwym w Karpatach Jasielskich piaskowcem ciężkowickim. Wreszcie warstewka najwyższych tufitów z przekroju synkliny dukielskiej przebiega w obrębie łupkowych warstw krośnieńskich górnych. Te zaś są zespołem litostratygraficznym bardzo typowym i bardzo stałym w Karpatach Jasielskich. Tu bowiem zmiany facjalne w obrębie warstw krośnieńskich i warstw przejściowych zasadniczo zachodzą tylko w niższej części profilu warstw krośnieńskich po warstwy krośnieńskie środkowe włącznie.

ŚLADY CYKLU MAGMOWEGO W SERII FLISZOWEJ

Tufity górno-kredowe z najniższej części pstrej serii eocenu z przekroju F, według opracowania K. Ciszewskiej i M. Kamieńskiego (1956), nie pozwalają na odtworzenie ich przynależności magmowej. Są one mianowicie wtórnie przekształcone przez halmyrolizę i przez adsorbcję tlenku fosforowego. Z ich stratygraficznego położenia wynika jednak, iż mogą one być związane z poaustrydzkimi wylewami kwaśnej magmy, które miały miejsce na południowym zapleczu Karpat. Należałyby więc one, zgodnie z ostatnio ogłoszoną koncepcją Stillego (1953), do nieco opóźnionych wylewów orogenezy austrydzkiej. Orogeneza ta dała fliszowej jednostce śląskiej, do której należy flisz Karpat Jasielskich, wielkie masy utworów detrytycznych. Z mas tych powstały piaskowce godulskie oraz istebniańskie, a piaskowce ciężkowickie przedstawiają wygasanie tej sedymentacji detrytycznej.

Tufity iprezu lub dolnego lutetu ze struktury Bóbrki należą według W. Parachoniaka (1957) do magmy kwaśnej — granodiorytowej. Z takiej samej magmy powstały również tufity, prawdopodobnie górnooligoceńskie, przekroju dukielskiego, uznane przez J. Tokarskiego za dacytowe (Tokarscy 1954). Mielibyśmy tu więc ciągle aż do górnego oligocenu wpływy wylewów magmy kwaśnej będących, być może, dalszym ciągiem zapoczątkowanych w górnej kredzie kwaśnych wylewów poaustrydzkich, według ujęcia H. Stillego. Trwałyby one więc dłużej niż sedymentacyjne skutki orogenezy austrydzkiej znikające zasadniczo wraz ze stropową granicą pierwszego piaskowca ciężkowickiego. Może z tą właśnie ciągłością zjawisk wulkanicznych w okresie osadzania się eoceńskiej fliszowej pstrej serii związany jest, zgodnie z przypuszczeniem W. Narębskiego (1956), dopływ manganu do rud eoceńskich?

Nie zmieniający się charakter petrograficzny tufitów przechodzi i poza fliszowy cykl osadowy na molasowe utwory miocenu, gdzie mamy w wielu miejscach odmiany piroklastycznych pochodnych kwaśnej magmy — tufity dacytowe lub andezytowe (Parachoniak 1954). W dyskusjach

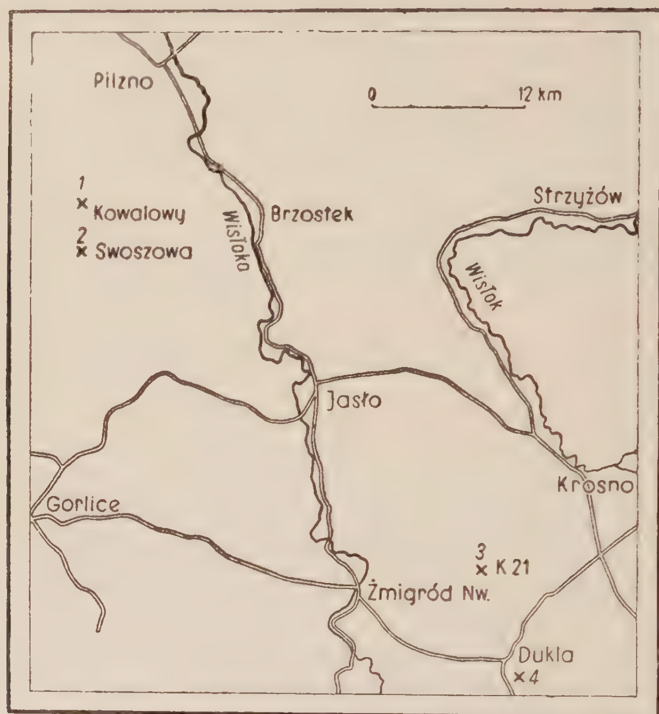


Fig. 4
Punkty znajdowania tufitów w Karpatach Jasielskich
Localities with tuffites in Jasło Carpathians

przeprowadzonych z petrografami J. Tokarskim i Wł. Parachoniakiem zostałem przez nich przekonany, iż — inaczej niż to ujęliśmy w naszej poprzedniej pracy (1954) — charakter petrograficzny tufitów dukielskich z warstw krośnieńskich górnych nie różni je na tyle od tufitów występujących w utworach mioceńskich przedgórza, aby wskazywać na zasadniczę różnice w magmatyzmie. Widać z tego, że cały okres tworzenia się naszego fliszu między fazą austrydzką i alpejską był okresem synorogenicznych wylewów kwaśnych magm na węgiersko-słowackim zapleczu Karpat. Widać nadto, że wulkanizm fazy alpejskiej, mimo odrębnej ilościowo jej roli w tektogenezie, nałożył się na wulkanizm poaustrydzki jako dalszy ciąg jednego cyklu.

Znaleziska piroklastyków cyklu magmowego występują we fliszu Karpat Jasielskich w czterech punktach na rozpiętości 48 km, od prze-

·oju dukielskiego do przekroju Brzanki (fig. 4). Jest to, jak zwróciła mi vagę w dyskusji doc. K. Ciszewska, stosunkowo znaczne ich nagroma-:enie, biorąc pod uwagę przypadkowość trafienia na stanowisko tufitów e fliszu. Zdaniem jej, również występowanie tufitów w przekroju fałdu rzanki w obu jego skrzydłach wskazuje na możliwość, że tamtejsza stre-. ich występowania jest zorientowana południkowo. Wynikałoby z tego ›rzywilejowanie pewnych regionów i pewnych kierunków dla przyno-enia przez wiatry tufów cyklu poaustrydzkiego. Sądząc z dotychczas ›ublikowanych materiałów (Birkenmajer i Wieser 1956), oprócz Karpat ısielskich inne takie regiony znajdowały się w zachodniej części pol-:ich Karpat.

atedra Geologii Złóż Ropy i Gazu
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, listopad 1956

LITERATURA CYTOWANA

:EDA F. 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol., Pol.), t. XVI. Kraków.

IRKENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-belt mantle — Central Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.

ZERNIKOWSKI J. 1950. Otwornice pstrego eocenu i jego paleogeografia na obszarze między Sanokiem a Gorlicami. — Nafta VI, nr 5. Kraków.

USS F. 1952. Mikrofauna warstw krośnieńskich. Rękopis w archiwum Służby Geol. Przem. Naft. w Krakowie.

JRKIEWICZ H. 1955. Fauna pstrego trzeciorzędu wschodniej części jednostki śląskiej. Rękopis w archiwum Służby Geol. Przem. Naft. w Krakowie.

AMIEŃSKI M. & SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1956. O skale wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach Fliszowych (Notes on a rock enriched in P_2O_5, occurring in the Flysch Carpathians). — Arch. Miner., t. XIX/2. Warszawa.

RUCZEK J. 1957. Najmłodsza tektonika fałdu Bóbrki. Rękopis w archiwum Służby Geol. Przem. Naft. w Krakowie.

SIĄŻKIEWICZ M. 1951. Kreda Karpat zewnętrznych. — Reg. Geologia Polski, t. I: Karpaty, z. 1: Stratygrafia. Rozdz. V. P. T. Geol. Kraków.

ARĘBSKI W. 1956. Mineralogia i geochemiczne warunki genezy syderytów fliszu karpackiego. Kraków (rękopis pracy kandydackiej).

BTUŁOWICZ J. 1932a. Antyklina potocka. — Geologia i statystyka naftowa 1932, II/III.

— 1932b. Kopalnia Bóbrka. — Ibidem, 1932/XII, 1933/I/II.

SIKA R. 1947. Niektóre wyniki nowszych prac geologiczno-wiertniczych na polu gazowym Roztoki-Sobniów koło Jasła (Some new geological prospecting on the gas field Roztoki-Sobniów near Jasło — Central Carpathians). Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol) 29. Warszawa.

ARACHONIAK W. 1954. Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem (Tortonian facies of tuffites between Tarnów and Bochnia). — Acta Geol. Pol., vol. IV/1. Warszawa.

— 1957. Petrografia tufitów z antykliny Bóbrki w Karpatach Jasielskich (Tuffites from the Bóbrka anticline in the Carpathians). — Ibidem, vol. VII/2. Warszawa.
STILLE H. 1953. Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beitr. z. Geol. Jhrb. d. Geol. L.-A. der Bundesrep. Deutschland. Nr 8. Hannower.
ŚWIDZIŃSKI H. 1939. Pole gazowe Sądkowa-Roztoki-Sobniów (Champs de gaz de Sądkowa-Roztoki-Sobniów). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 20. Warszawa.
TOKARSKI A. 1947. „Ramowa" tektonika fałdów jasielskich („Frame" tectonics of the Jasło folds). Pol. Ak. Um. Docum. Physiogr. Pol., Nr 7. Kraków.
TOKARSKI A. & TOKARSKI J. 1954. On the Tuffite Layer of the Upper Krosno Beds in the Dukla Region of the Carpathians. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Cl. III, v. II, no. 8. Warszawa.
WDOWIARZ ST. 1953. Geologia fałdu Grabownicy (Geołogia Grabovnickoj antiklinali). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.). Warszawa.

А. ТОКАРСКИ

ТУФФИТЫ В РАЗРЕЗАХ ЯСЕЛЬСКИХ КАРПАТ

(Резюме)

Автор вместе с Ю. Кручком нашли в эоценовых пестроцветных сланцах туффиты в бурении проходящем через южное крыло складки Бубрка во флише Ясельских Карпат. Бурение было обработано при помощи электростратиграфического метода, проверенного керном. На основании доступных данных геологической съемки и бурений эти туффиты, подобно как и туффиты, найденные в этом районе К. Цишевской, Ю. Кручком и автором, позволяют поместить их в комбинированном литостратиграфическом профиле. Из этих туффитов породы найденные в кросненских слоях олигоцена, а также в верхних пестроцветных сланцах эоцена указывают на кислую магму, вероятно послеавстридского и альпийского циклов. Пирокластики, сравнительно часто выступающие в обсуждаемом районе, свидетельствуют о привилегированном палеогеографическом положении этого района, способствующем подобной аккумуляции. По Нарембскому, эоценовые туффиты могут разъяснить происхождение марганца связанного в конкрециях, встречаемых в эоценовых пестроцветных сланцах флиша Карпат.

A. TOKARSKI

TUFFITES IN JASŁO CARPATHIANS

(Summary)

The presence of two tuffite intercalations was in 1954 ascertained by the writer, J. Kruczek co-operating, within the Flysch formation of the Jasło Carpathians. They were discovered in deep boring K 21 which

ierced the southern limb of the great Bóbrka anticline occupying a spe-
al structural position within the Jasło Carpathians (Kruczek 1957, Obtu-
wicz 1932b, Tokarski A. & Tokarski J. 1954).

This bore-hole reached to a final depth of 2483.7 m, piercing a fairly omplete Flysch profile, beginning with the first variegated shales of presian-Lutetian age at top down to upper Cieszyn shales of Valangi-ian age at bottom (fig. 1 and 2). Within Lower Cretaceous DK Barremian-ptian beds (Wdowiarz 1953) the DK_2 series was absent, probably owing tectonic complications. The here mentioned stratigraphic column has een described on electrostratigraphic data supplemented by cores taken t rather broad intervals. As to the variegated Eocene shales the strati-raphic inferences were also based on microfauna (pl. XL, figs. 1, 2; l. XLI, fig. 1).

The tuffites here have been found within green shales, dipping from 0 to 80^0, in a core taken between 188.8 to 192 m, as two thin layers, and 3 cm in thickness respectively, separated by shales, 48 cm thick. hey were studied by W. Parachoniak and determined as generated by granodioritic magma. Their stratigraphic position within the central art of the first variegated shales (Czernikowski 1950) has been deter-ined on a microfauna with *Cyclammina amplectens*, found by H. Jur-iewicz (1955) and on a fauna, described by F. Bieda (1946), containing presian nummulites yielded within the adjacent section (table I section) by the first Ciężkowice sandstone, occurring 70 m lower than the uffites.

The tuffites ascertained in deep boring K 21 may be placed in common profile of the Jasło Carpathians together with other tuffites nds discovered by other authors and by the present writer (table I and g. 3). The profile was done on field evidence and structure correlation.

Dacite tuffite, younger than those here considered, are recorded rom upper Krosno beds of the Upper Oligocene in the Dukla syncline able I section A). Of an older age, on the other hand, are tuffites from e top part of Istebna Maestrichtian-Danian sandstone, also those from e overlying Palaeocene Istebna shales and from the lowermost part Palaeocene-Eocene variegated shales from the Podzamcze-Liwocz-rzanka fold. They have been discovered there by K. Ciszewska (tabl. I, ect. F).

Tuffites within the Podzamcze-Liwocz-Brzanka fold, mostly affect-d by secondary alteration, show no traces of the primary magma type Kamieński & Ciszewska 1956), while tuffites from deep boring K 21 Parachoniak 1957) and from the Dukla syncline derived from acid mag-a. They pass, therefore, from the post-Austrician to the Alpine cycle, ithout altering their petrographic character.

The presence of tuffites may, perhaps, explain the introduction of Mn into concretions of the variegated Eocene series (Narębski 1956). The relative frequency of tuffite finds within the Jasło Carpathians (fig. 4), as well as the wide range of their stratigraphic distribution here suggest that this terrain may fairly abound in accumulations of pyroclastic deposits. Another belt of this type is known in Polish Western Carpathians (Książkiewicz 1951, Birkenmajer & Wieser 1956).

Department of Geology
of the Oil and Natural Gas Resources
at the College of Mining & Metallurgy Engineering
Kraków, November 1956

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ LX—XLI

DESCRIPTION OF PLATES XL—XLI

Pl. XL

Fig. 1

Zespół mikrofauny górnej części 1-szych pstrych łupków z *Ammodiscus umbonatus*. Według H. Jurkiewicza

Microfaunistic assemblage in the upper part of the first variegated shales with *Ammodiscus umbonatus*. After H. Jurkiewicz

1 *Ammodiscus umbonatus*, 2 *Trochamminoides coronatus*, 3 *Reophax duplex*, 4 *Reophax* sp. (?) × 22

Fig. 2

Zespół mikrofauny dolnej części 1-szych pstrych łupków z *Cyclammina* i *Spiroplectammina*. Według H. Jurkiewicza

Microfaunistic assemblage in the lower part of the first variegated shales with *Cyclammina* and *Spiroplectammina*. After H. Jurkiewicz

1 *Spiroplectammina grzybowskii*, 2 *Glomospira charoides*, 3 *Hyperammina* sp., 4 *Haplophragmoides walteri*, 5 *Recurvoides walteri*, 6 *Cyclammina amplectens*, 7 *Trochamminoides coronatus* × 22

Fot. T. Czachowski

Pl. XLI

Fig. 1

Zespół mikrofauny trzecich pstrych łupków z *Trochamminoides* i *Glomospira*. Według H. Jurkiewicza

Microfaunistic assemblage of the third variegated shales with *Trochamminoides* and *Glomospira*. After H. Jurkiewicz

1 *Ammodiscus incertus*, 2 *Haplophragmoides walteri*, 3 *Lituotuba lituiformis* (?), 4 *Glomospira charoides*, 5 *Trochamminoides* sp. × 22

Fot. T. Czachowski

Fig. 2

Okruch szkliwa wulkanicznego (typu pumeksowego)

× 450

Fot. B. Ostrowicki

Fragment of pumice vitreous glass



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

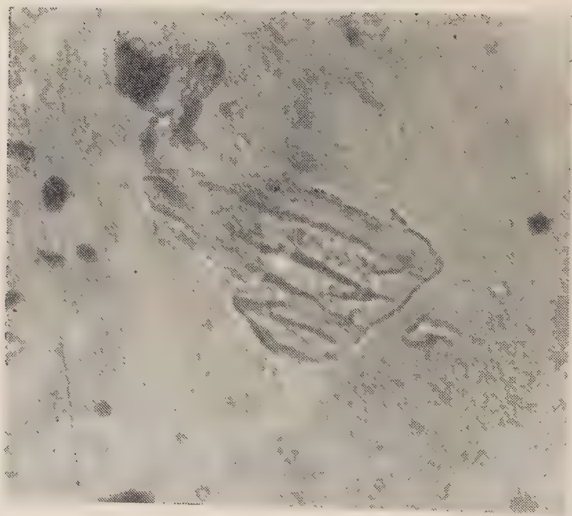


Fig. 2

WŁODZIMIERZ PARACHONIAK

Petrografia tufitów z antykliny Bóbrki w Karpatach Jasielskich

WSTĘP

Z początkiem 1956 r. na propozycję A. Tokarskiego podjąłem się petrograficznego opracowania skały tufitowej występującej w postaci warstewek w pierwszych eoceńskich pstrych łupkach południowego skrzydła antykliny Bóbrki, a odkrytej przez A. Tokarskiego i J. Kruczka w czasie profilowania głębokiego odwiertu K 21. Znalezisko to zostało następnie przez A. Tokarskiego (1956) wkomponowane wraz z całością profilu wymienionego wiercenia w nowo opracowany przez niego przekrój tej antykliny i całej struktury oraz poprzez przekroje Karpat Jasielskich ujęte we wspólnym, syntetycznym profilu stratygraficznym z innymi znaleziskami tufitów, równie dobrze określonymi stratygraficznie. Na południu nawiązano do górno-oligoceńskich tufitów z warstw krośnieńskich (górnych) przekroju dukielskiego, opisanych przez A. i J. Tokarskich (1954), a na północy do tufitów występujących w stropowej części górnokredowych piaskowców istebniańskich, oraz do tufitów pochodzących z dolnej części dolno-eoceńskich pstrych łupków, wykrytych tam przez K. Ciszewską (1956).

Według danych lito- i elektrostratygrafii oraz mikro- i makropaleontologii, tufity z otworu K 21 są wieku ipreskiego lub dolno-luteckiego. Szczegółowa pozycja stratygraficzna wymienionych wkładek tufitowych przedstawiona została w pracy A. Tokarskiego (1957) na tablicy I.

Diagnoza A. Tokarskiego i J. Kruczka dotycząca genezy skały została po raz pierwszy potwierdzona analizą mikroskopową wykonaną przez J. Tokarskiego.

Opisanie nowego punktu występowania utworów tufogenicznych we fliszu karpackim nabiera szczególnego znaczenia w związku z coraz częściej pojawiającymi się pracami dotyczącymi przejawów działalności wulkanicznej w Karpatach (ob. spis literatury).

OBRAZ MIKROSKOPOWY SKAŁY

W szlifie mikroskopowym na tle silnie zbentonityzowanej masy skalnej wyróżnić można dość rzadko rozsiane ziarna skaleni, kwarcu, biotytu oraz drobne ziarenka minerałów nieprzejrzystych. Zbentonityzowana masa skalna, w świetle przechodzącym barwy słomkowo-żółtej, przy skrzyżowanych polaroidach daje zjawisko zbiorowego rozjaśniania, charakterystyczne dla minerałów ilastych. Fragmentów szkliwa wyróżnić się nie udało.

Dość często spotykane ziarna skaleni występują w postaci osobników wykształconych mniej lub bardziej idiomorficznie. Nie rzadko tworzą one osobniki zbliźniaczone według prawa albitowego, karlsbadzkiego lub albitowo-karlsbadzkiego. Stan zachowania skaleni jest zmienny; obok stosunkowo rzadko spotykanych ziarn zupełnie świeżych, przejrzystych, najczęściej spotyka się osobniki zwietrzałe, w których zazwyczaj jedynie partie zewnętrzne są niezmienione. Partie rdzeniowe zmienione są w drobnołuseczkowy agregat (substancja ilasta). Pomiary kątów ściemniania światła wykonane na kilku osobnikach zbliźniaczonych według prawa albitowego (w pasie symetrii) wykazały, że reprezentują one andezyn (kąt ściemniania około 28^0). Maksymalne wymiary ziarna skaleni wynoszą 240 mikronów, przeciętne około 100 mikronów.

Radziej spotykane od skaleni ziarna kwarcu są z reguły ostrokrawędziste, a sporadycznie mają pokrój zbliżony do idiomorficznego. Obtoczonych ziarn brak jest w zupełności. Przeciętna wielkość ziaren kwarcu — podobnie jak skaleni — wynosi około 100 mikronów.

Licznie reprezentowany w szlifie biotyt występuje w postaci blaszek nieregularnych, wyjątkowo o pokroju heksagonalnym (spostrzeżenie z preparatów proszkowych). W przekrojach prostopadłych do płaszczyzn łupliwości wykazuje on wyraźny pleochroizm w odcieniach od barwy słomkowo-żółtej do żółto-zielonej. Podczas gdy skalenie, ziarna kwarcu oraz ziarenka minerałów nieprzejrzystych rozmieszczone są zupełnie bezładnie, blaszki biotytu ułożone są przeważnie w sposób zorientowany, jednokierunkowy, podkreślając w ten sposób megaskopowo zaznaczającą się teksturę warstwową skały. Przeciętna wielkość blaszek biotytu około 280 mikronów. W wielu przypadkach blaszki biotytu są w znacznym stopniu schlorytyzowane.

Poza tym w zbentonityzowanej masie skalnej wyróżnić można
czne drobne idiomorficzne ziarenka minerałów ciężkich (cyrkon,
patyt).

W celu ewentualnego stwierdzenia obecności w skale okruchów nie-
dszklonego szkliwa próbkę rozlasowano w gorącym słabym roztworze
wasu solnego (aby usunąć bentonit). Po odszlamowaniu frakcji pelitycz-
ej, z części pozostałości sporządzono trwały preparat w balsamie kana-
yjskim, z drugiej zaś części wydzielono ciężkie minerały. W uzyska-
kanym w pierwszym przypadku preparacie proszkowym udało się
naleźć kilka okruchów szkliwa o wykształceniu pumeksowym,
współczynniku załamania niższym od balsamu kanadyjskiego
pl. XLI, fig. 2).

W preparacie ciężkich minerałów, które wydzielono przy użyciu
romoformu o ciężarze właściwym 2,865, dominującym składnikiem były
arna minerałów nieprzejrzystych (opaki). W wielu przypadkach dookoła
iomorficznie wykształconych ziarenek magnetytu oraz cyrkonu dały się
uważyć cienkie obwódki szkliwa o współczynniku niższym od balsa-
u kanadyjskiego. W preparacie ciężkich minerałów nie stwierdzono
becności biotytu i apatytu (zaobserwowanych w szlifach mikroskopo-
ych), gdyż uległy one rozkładowi w kwasie solnym w czasie dygerowa-
a próbki. Blaszki biotytu uległy odbarwieniu, pozostawiając bezbarw-
e szkieleciki krzemowo-glinowe. Po raz drugi wydzielono ciężkie mine-
ały z próbki nie poddanej działaniu HCl. Z 1,5 g próbki uzyskano 0,0020 g
ężkich minerałów. Wyniki analizy planimetrycznej preparatu ciężkich
inerałów (wyliczono 100 ziarn) przedstawiono poniżej:

	% obj.
minerały nieprzejrzyste (opaki)	63
biotyt	14
apatyt	13
cyrkon	10

ANALIZA CHEMICZNA

Racjonalna analiza chemiczna, której wyniki ujęto w zamieszczonej
niżej tabeli, wykonana została przez D. Kęską pod kierunkiem J. To-
rskiego.

Znaczna rozpuszczalność próbki w HCl wskazuje na dominującą
lę w skale minerałów ilastych grupy montmorilonitu. W interpretacji

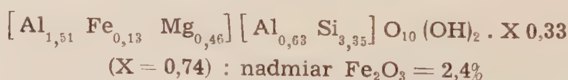
Tabela 1

1	2	3	4	5	6	7
% wag.	Rozp. w HCl	Nierozp. w HCl	Anal. brutto % wag.	% mol rozp. w HCl	% mol nierozp. w HCl	% jon rozp. w HCl
SiO_2	23,66	23,23	47,21	60,80	73,12	47,62
TiO_2	0,30	—	0,30	—	—	
P_2O_5	ślad	—	ślad	—	—	—
Al_2O_3	12,85	9,06	22,15	19,45	16,80	30,47
Fe_2O_3	3,58	2,37	5,95	3,46	2,80	5,42
MnO	brak	—	brak	—	—	—
CaO	1,12	1,21	2,74	3,09	4,08	2,42
MgO	2,21	0,68	2,89	8,45	3,20	6,63
K_2O	2,36	—	2,36	3,86	—	6,04
Na_2O	0,36	—	0,36	0,89	—	1,40
$+H_2O$	11,00	—	11,00	—	—	—
$-H_2O$	5,55	—	5,55	—	—	—
	62,99	36,55	100,51	100,00	100,00	100,00

Chart 1

1 weight per cent, *2* dissoluble in HCl, *3* indissoluble in HCl, *4* gross analysis in weight per cent, *5* mol. per cent dissoluble in HCl, *6* mol. per cent indissoluble in HCl, *7* ion per cent dissoluble in HCl

J. Tokarskiego wzór minerału ilastego (obliczony według Hendricksa 1945) przedstawia się następująco:



$$[Al_{1,51}\ Fe_{0,13}\ Mg_{0,46}]\ [Al_{0,63}\ Si_{3,35}]\ O_{10}\ (OH)_2\ .\ X\ 0,33$$

$$(X = 0,74)\ :\ \text{nadmiar}\ Fe_2O_3 = 2,4\%$$

Powyższy wzór zbliżony jest do wzoru bedeilitu.

WNIOSKI

Fakt występowania w skale minerałów piroklastycznych, tj. idiomorficznie wykształconych ziarn skaleni, biotytu, zidentyfikowanych w preparacie proszkowym okruchów szkliwa o budowie pumeksowej, obwódek szkliwa otaczających ziarna niektórych minerałów ciężkich rozstrzygają o tufogenicznej naturze skały.

Dane uzyskane z obserwacji mikroskopowych oraz z analizy chemicznej wskazują na prawie zupełne zbentonityzowanie okruchów szkliwa, pierwotnie występujących w znacznej ilości. Osadowy charakter skały szczególnie wyraźnie podkreśla jednokierunkowe ułożenie blaszek biotytu.

Brak w skale odpowiedniej ilości świeżego szkliwa uniemożliwia jego zanalizowanie chemiczne, a w ślad zatem utrudnione jest wyciągnięcie dalej idących wniosków odnośnie do chemizmu magmy wyjściowej. Sądząc jednak po występowaniu w skale idiomorficznych ziarn kwarcu, prakryształów skaleni rzędu andezynu, obecności biotytu oraz po uzyskanych wynikach analizy racjonalnej, można przypuszczać, że macierzystą magmą dla omawianej skały była magma zbliżona do diorytowej.

Na tle przytoczonych danych wysuwa się problem genetycznego powiązania opisanych w nowej pozycji stratygraficznej tufitów z ich źródłem.

Wobec generalnego zjawiska wygasania centrów eruptywnych Karpat zewnętrznych w trzeciorzędzie (Birkenmajer i Wieser 1956, Sobolew 1955) źródła tych utworów należy szukać w Karpatach wewnętrznych, gdzie na okres ten przypada właśnie ożywiona działalność wulkaniczna. Kuthan (1948) wyróżnia tam trzy główne fazy działalności wulkanicznej. Przejawem działalności pierwszej z nich mają być — między innymi — paleogeńskie (barton-rupel) wylewy andezytowe znane z rejonu Matry i Gór Bukowych (tzw. rejonu środkowego według Kuthana). Do rejonu tego można więc odnieść genetycznie tufity wieku ipreskiego lub dolnoluteckiego nawiercone w otworze K 21.

Zakład Petrografii AGH
oraz Główne Laboratorium
Przemysłu Naftowego w Krakowie
Kraków, grudzień 1956

LITERATURA CYTOWANA

BIRKENMAJER K. & WIESER T. 1956. Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego (Tuffites from variegated beds of the Pieniny Klippen-belt mantle — Central Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol, VI/1. Warszawa.

KAMIEŃSKI M. & CISZEWSKA K. 1956. O skale wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach Fliszowych (Notes on a rock enriched in P_2O_5, occurring in the Flysch Carpathians). — Arch. Miner., t. XIX/2. Warszawa.

KSIĄŻKIEWICZ M. & WIESER T. 1954a. Occurrence of tuffites in the Krosno beds of the Carpathian Flysch. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. II, no. 6. Warszawa

— 1954b. Upper Cretaceous volcanism in the Carpathian Flysch geosyncline. — Ibidem, v. II. no. 4. Warszawa.

KUTHAN M. 1948. Undačny vulkanizmus Karpatskeho orogenu a vulkanologicke studia v sev. časti Prežovskych Hor. Práce statn. Geol. Úst. ČSR, vol. 17 Bratislava.

ROSS O. S. 1945. Minerals of the Montomirillonite Group. Washington.

SOBOLEW B. S., KOSTIUK W. P., BOBIJEWICZ A. P., GORIACZEWSKAJA O. N., SPITKOWSKAJA S. M. & FISZKIN M. J. 1955. Petrografia neogenovych vulkaničeskich i hypabisalnych porod sovietskich Karpat. Izd. Akad. Nauk USSR. Kijów.

TOKARSKI A. 1957. Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich (Tuffites in Jasło Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VII/2. Warszawa.

TOKARSKI J. & TOKARSKI A. 1954. On the tuffite Layer of the Upper Krosno beds in the Dukla Region of the Carpathians. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. II, no. 8. Warszawa.

WIESER T. 1954. Skały magmowe Bachowic (The igneous rocks of Bachowice). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXII. Kraków.

В. ПАРАХОНЯК

ТУФФИТЫ ИЗ АНТИКЛИНАЛИ БУБРКА В ЯСЕЛЬСКИХ КАРПАТАХ

(Резюме)

В одном из глубоких бурений в южном крыле антиклинали Бубрка был найден туффит и виде прослоек в пестрых эоценовых сланцах (ипрес — нижний лютет). В туффите были найдены обломки вулканического стекла (пл. XLI, фиг. 2). В результате микроскопического и химического анализа автор определяет горную породу как сильно бентонитизированный туффит. Исходной магмой была диоритовая магма, приближённая по типу к магме вулканических центров Внутренних Карпат в районе Матры и Буковых Гор.

W. PARACHONIAK

TUFFITES FROM THE BÓBRKA ANTICLINE IN THE CARPATHIANS

(Summary)

This paper is concerned with tuffites from one of the deep drilling bores (K-21) in the southern limb of the Bóbrka anticline. They were discovered by A. Tokarski and J. Kruczek in the form of two intercalations within a series of the first variegated Eocene shales whose age has been established as Ypresian or Lower Lutetian. A petrographic description is here given by the author, together with rational analytical data (table I). Fragments of vitreous glass (pl. XLI, fig. 2) detected in powder preparations of this rock are diagnostic in genesis determination.

On results of petrographic research studies the writer refers the here considered rock to strongly bentonitisited tuffite derived from magma similar to diorite magma. Genetically the writer associates these tuffites with Palaeogene volcanic centres in the Inner Carpathians within the Matra (Slovakia) and Bükk Mts. (Hungary) regions.

Laboratory of Petrography
at the
College of Mining & Metallurgy
Engineering
and
Chief Laboratory for Oil Industry
Kraków, December 1956

RAFAŁ UNRUG

Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca

TREŚĆ: Wstęp — Teren — Materiał — Charakter transportu — Procesy działające w czasie transportu żwirów: niszczenie transportowanych fragmentów skalnych i selektywny transport; wielkość transportowanych fragmentów skalnych; stopień obtóczenia i kulistość otoczaków; orientacja otoczaków — Metodyka pobierania prób i pomiarów: jednostka sedymentacyjna; wielkość otoczaków; skład petrograficzny żwiru; kulistość i stopień obtoczenia; orientacja otoczaków — Wyniki i ich interpretacja: zmienność wielkości transportowanych fragmentów skalnych; zmienność składu petrograficznego żwiru; zmienność kulistości i stopnia obtoczenia; związek kulistości ze stopniem obtoczenia; orientacja otoczaków; mechanizm transportu i depozycji żwirów — Wnioski — Literatura cytowana

WSTĘP

Opracowanie zagadnienia współczesnego transportu i sedymentacji żwirów w dolinie Dunajca rozpocząłem w 1954 roku, zachęcony do podjęcia tego tematu przez Prof. M. Książkiewicza i Doc. St. Dżułyńskiego. Prace terenowe, finansowane przez Pracownię Geologiczno-Stratygraficzną PAN, przeprowadziłem w miesiącach letnich 1954 i 1955 r. Opracowanie kameralne wykonałem w Zakładzie Geologii Fizycznej Akademii Górniczo-Hutniczej. Celem pracy było poznanie zmienności cech żwiru będącej wynikiem procesów działających w czasie transportu przez prąd trakcyjny, oraz orientacji otoczaków i jej związku z mechanizmem depozycji.
Jest moim miłym obowiązkiem złożyć podziękowanie Prof. M. Książkiewiczowi i Doc. St. Dżułyńskiemu za umożliwienie mi wykonania tej pracy i cenne wskazówki, jakich zechcieli mi udzielić w czasie badań terenowych i prac kameralnych.

TEREN

Dunajec powstaje z połączenia się trzech rzek Podhala: Czarnego Dunajca, Białego Dunajca i Białki, spływających z północnych stoków Tatr. Rzeki te łączą się ze sobą na obszarze Kotliny Nowotarskiej. Po jej

przepłynięciu Dunajec przebija się przez Pieniński Pas Skałkowy, wkra-cza na obszar Karpat fliszowych, przepływa przez Kotlinę Krościenka i po przebiciu się wąską doliną przez Beskid Sądecki wpływa do Kotliny Są-deckiej. Tu łączy się z Dunajcem największy jego dopływ — Poprad, nio-

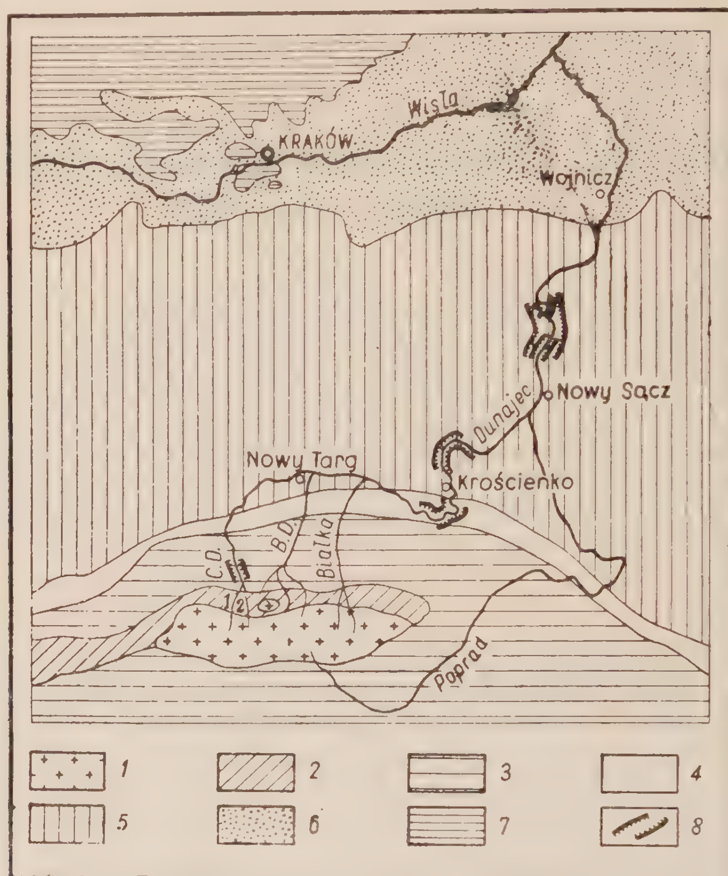


Fig. 1

Mapka geologiczna doliny Dunajca

1 granity i skały metamorficzne, *2* mezozoik tatrzański, *3* flisz podhalański, *4* pieniń-ski pas skałkowy, *5* Karpaty fliszowe, *6* miocen Niziny Podkarpackiej, *7* mezozoik Wyżyny Krakowskiej, *8* odcinki doliny Dunajca o charakterze przełomowym. *C. D.* Czarny Dunajec. *B. D.* Biały Dunajec, 1 Potok Chochołowski, 2 Potok Kościeliski

Geological sketch map of the Dunajec Valley

1 granites and metamorphic rocks, *2* Tatra Mesozoic, *3* Podhale Flysch, *4* Pieniny Klippen belt, *5* Flysch Carpathians, *6* Sub-Carpathian Miocene, *7* Mesozoic of the Cracow Upland, *8* gap sectors of the Dunajec Valley, *C. D.* Czarny Dunajec River, *B. D.* Biały Dunajec River, 1 Chochołowski Stream, 2 Kościeliski Stream

sący wody spływające z południowych stoków Tatr. Kotlina Sądecka zamknięta jest od północy przez Pogórze Rożnowskie. W przełomie przez to pasmo dolina Dunajca przegrodzona jest zaporami w Rożnowie i Czchowie. Łączna długość obu jezior zaporowych wynosi około 40 km. Poniżej Czchowa Dunajec płynie szeroką doliną przez Pogórze Wiśnickie i koło Wojnicza opuszcza Karpaty fliszowe wpływając na miocen Niziny Podkarpackiej. W Ujściu Jezuickim Dunajec łączy się z Wisłą (fig. 1).

Dolina Dunajca jest terenem szczególnie dogodnym dla prowadzenia badań nad wpływem transportu na zmienność cech osadu. Wśród żwirów niesionych przez Dunajec można łatwo wyróżnić otoczaki skał tatrzańskich, dla których długość transportu może być dokładnie określona. Ponadto na przestrzeni swej 247-kilometrowej doliny Dunajec płynie przez teren o bardzo urozmaiconej morfologii i zmienia silnie swój gradient. Źródłowe potoki Dunajca wypływające z dolin tatrzańskich są typowymi strumieniami górskimi, w swym środkowym biegu Dunajec jest rzeką górską, przebijającą się szeregiem przełomów przez grzbiety oddzielające od siebie śródgórskie kotliny, odcinek zaś pomiędzy brzegiem Karpat a ujściem Dunajca do Wisły ma charakter bystrej wprawdzie, lecz już nizinnej rzeki. Umożliwia to prześledzenie zmienności cech żwirów w ramach zamkniętego, lecz zróżnicowanego wewnętrznie naturalnego środowiska.

Badania nad zmiennością cech otoczaków skał tatrzańskich zostały przeprowadzone na całej długości doliny Dunajca. Na obszarze Podhala została opracowana dolina Czarnego Dunajca, gdyż rzeka ta, płynąca z Tatr Zachodnich, których budowa jest pod względem petrograficznym bardziej urozmaicona niż budowa Tatr Wysokich, niesie żwiry bardziej różnorodne, co umożliwiło przeprowadzenie szerszych studiów nad wpływem długości transportu na skład petrograficzny żwiru.

MATERIAŁ

Materiał tatrzański znoszony jest do doliny Dunajca z północnych stoków Tatr przez Czarny Dunajec, Biały Dunajec i Białkę, których długości i gradienty są podobne. Otoczaki skał tatrzańskich pochodzące z południowych stoków Tatr donoszone są przez Poprad, uchodzący do doliny Dunajca pod Starym Sączem. Otoczaki skał tatrzańskich niesione przez Poprad przebywają dłuższą drogę, niż otoczaki niesione przez Dunajec. Żwiry Popradu zawierają jednak zaledwie około 10% otoczaków skał tatrzańskich i ta niewielka domieszka nie wpływa zupełnie na przebieg rozpatrywanej zmienności cech otoczaków niesionych przez Dunajec.

Potoki uchodzące do Dunajca donoszą do jego łożyska otoczaki skał tatrzańskich pochodzące z wysokich tarasów plejstoceńskich, które powstały w zupełnie innych warunkach klimatycznych i w innych niż dzisiaj

warunkach transportu. Po przejrzeniu stanu zachowania materiału tatrzańskiego w tarasach okazało się jednak, że z tarasów donoszone są wyłącznie otoczaki kwarcytowe. Znajdujące się w wysokich tarasach otoczaki granitu są tak silnie zwietrzałe, że nie wytrzymują nawet krótkiego transportu i ulegają zniszczeniu już w łożyskach potoków, nie docierając do Dunajca. Otoczaki granitu znajdujące się we współczesnych kamieńcach Dunajca są więc transportowane współcześnie w łożysku rzeki, bądź też pochodzą z najniższego tarasu, który, jak stwierdza Klimaszewski (1937), jest bieżąco akumulowany.

Otoczaki granitu tatrzańskiego są więc materiałem, którego pochodzenie i długość transportu mogą być dokładnie i jednoznacznie określone. Dlatego też zmienność wielkości, stopnia obtoczenia i kulistości oraz kształtu, zostały zbadane na przykładzie otoczaków granitowych.

Na terenie Podhala żwiry Dunajca są bardzo intensywnie eksploatowane. Niezależnie od istniejących żwirowni ludność miejscowa po każdym przyborze wody wybiera wszystkie większe bloki z kamieńców i łożyska rzeki. Dlatego kamieńce Dunajca obserwować można w ich naturalnej postaci tylko bezpośrednio po opadnięciu wody.

CHARAKTER TRANSPORTU

Stan wód w Dunajcu jest bardzo zmienny (fig. 2). Maksymalne stany wody przypadające na wiosnę związane są z topnieniem śniegów, przybory letnie i jesienne są wynikiem dużych opadów w Karpatach. Charakterystyczny jest bardzo gwałtowny przebieg wezbrań i nieco powolniejsze opadanie wód.



Fig. 2

Zmienność stanów wód w Dunajcu w Żabnie (229 kilometr doliny); na osi odciętych — czas w miesiącach, na osi rzędnych — stan wody w *m*. Wg Roczn. Hydrogr. 1945

Water level variation in the Dunajec river at Żabno (229th km of valley); time in months (abscissa), water level in metres (ordinate). (Rocznik Hydrograficzny, 1945)

Transport żwiru w łożysku Dunajca nie jest ciągły, lecz ogranicza się do wysokich stanów wody. Przy niskim stanie wody nie obserwuje się żadnego przemieszczania materiału w łożysku rzeki. Koryto Dunajca wysłane jest warstwą przemytego żwiru składającego się z dużych otoczaków, która opancerza dno chroniąc przed erozją przy niskich stanach wody niżej leżące warstwy niewysortowanego żwiru i piasku.

Swobodny transport żwiru w dolinie Dunajca przerwany został przed dwudziestu laty, z chwilą przegrodzenia doliny zaporą w Rożnowie, a później i w Czchowie. Poniżej zapory w Czchowie ma dziś miejsce intensywna erozja wgłębna i boczna. Dunajec wcina się tutaj w swoje aluwia. Materiał tatrzański niesiony przez Dunajec poniżej zapory w Czchowie pochodzi — z wyjątkiem części otoczaków kwarcytowych — z najniższego tarasu. Transport jego podzielić można na dwa etapy: etap pierwszy zakończył się depozycją w holoceńskim tarasie poniżej Czchowa, etap drugi trwa dzisiaj.

Wpływ zapór na warunki transportu w dolnym biegu Dunajca nie jest zbyt duży. Z reguły w czasie silnych przyborów w górnym biegu oba zbiorniki nie wystarczają do zmagazynowania wody i po wypełnieniu ich nadmiar wód jest wypuszczany przez zapory. Panująca w górnym biegu periodyczność i gwałtowność transportu zostaje więc zachowana i poniżej zapór. Współczesny transport żwirów w dolinie Dunajca odbywa się więc na całej długości rzeki w warunkach porównywalnych.

PROCESY DZIAŁAJĄCE W CZASIE TRANSPORTU ŻWIRÓW

Skład petrograficzny żwirów pochodzenia rzecznego zmienia się w kierunku dolnego biegu rzeki; zmienia się też wielkość otoczaków i ich cechy geometryczne: kształt, kulistość i stopień obtoczenia. Zmienność cech żwirów spowodowana jest działającymi w czasie transportu procesami niszczenia otoczaków oraz sortowaniem materiału. Zależności istniejące pomiędzy długością transportu a zmiennością cech żwirów poznane są jeszcze słabo. Świadczą o tym duże rozbieżności panujące w poglądach autorów zajmujących się tymi problemami.

Niszczenie transportowanych fragmentów skalnych i selektywny transport

Niszczenie transportowanych fragmentów skalnych polegać może na ścieraniu, rozbijaniu lub rozgniataniu (Marshall 1927/28, fide Pettijohn 1949). Procesy te regulują wielkość, stopień obtoczenia i kulistość otoczaków. Ścieranie powoduje powolne zmniejszanie się średnic oraz wzrost stopnia obtoczenia i kulistości otoczaków. Rozbijanie prowadzi do szybkiego zmniejszania się średnic oraz spadku stopnia obtoczenia i kulistości.

Ma ono miejsce w materiale niewysortowanym i podlegają mu drobne frakcje żwirowe, które są rozbijane przez większe otoczaki. Ziarna piasku ulegają rozgniataniu przez większe otoczaki. Produktem ścierania i rozgniatania jest materiał pelityczny.

W przypadku żwirów polimiktycznych niszczenie ziarn przebiega selektywnie prowadząc do eliminacji otoczaków skał mniej odpornych. Dlatego zmienność wielkości, stopnia obtoczenia i kulistości powinna być badana w odniesieniu do otoczaków jednego typu skały, dla uniknięcia wpływu selektywnego niszczenia na zmienność poszczególnych cech.

Selektywny transport różnicuje materiał pod względem wielkości i kształtu otoczaków. Tak więc poszczególne cechy otoczaków mają różne znaczenie przy analizie przebiegu transportu i sedymentacji żwirów. Stopień obtoczenia związany jest tylko ze ścieraniem w czasie transportu i „odzwierciedla on całą długość transportu niezależnie od warunków sedymentacji panujących w miejscu depozycji" (Krumbein 1940). Natomiast wielkość, kształt, i związana z nim kulistość otoczaków zależą zarówno od procesów niszczenia, jak i od selektywnego transportu. Dlatego, zdaniem Krumbeina, wielkość i kształt otoczaków odzwierciedlają warunki sedymentacyjne panujące w miejscu depozycji.

Charakter zmienności składu petrograficznego żwiru o określonym składzie wyjściowym zależy od selektywnego niszczenia otoczaków w czasie transportu. Selektywny transport różnicujący materiał o podobnej frakcji ze względu na ciężar właściwy jest możliwy, wydaje się jednak, że w przypadku żwirów Dunajca, złożonych ze skał o zbliżonych ciężarach właściwych, wpływ takiej selekcji można pominąć.

Wielkość transportowanych fragmentów skalnych

Zmniejszanie się wielkości średnic otoczaków wskutek ścierania następującego w czasie transportu podlega prawu Sternberga, które wyraża się wzorem:

$$S = S_0 e^{-kx}$$

We wzorze tym S oznacza średnicę otoczaka, S_0 — średnicę początkową otoczaka, e — podstawę logarytmu naturalnego, x — długość drogi transportu, k — współczynnik stały dla danego rodzaju skały, zależny od szybkości transportu i średniej średnicy materiału towarzyszącego (Matakiewicz 1936, Pettijohn 1949).

Na podstawie doświadczeń nad ścieraniem otoczaków w młynach kulowych Krumbein (1941) stwierdził, że wielkość otoczaków zmniejsza się podczas transportu z malejącą szybkością, lecz stale. W swej wcześniej-

szej pracy autor ten stwierdza (1940), że przy braku selektywnego transportu średnia wielkość materiału transportowanego i kształt krzywej rozkładu wielkości pozostaje bez zmiany nawet przy silnym ścieraniu. Średnia wielkość nie wykazuje w tym przypadku systematycznych zmian ze zwiększającą się długością drogi transportu. Zmiany średniej wielkości są zatem raczej wynikiem selektywnego transportu niż ścierania ziarn. Plumley (1948) stwierdza, że zmniejszanie się średniej średnicy materiału transportowanego spowodowane jest w 80% selektywnym transportem, a w 20% ścieraniem ziarn.

Stopień obtoczenia i kulistość otoczaków

Stopień obtoczenia i kulistość otoczaków mogą być wyrażone i mierzone różnymi sposobami. Wyczerpujący przegląd definicji i metod pomiaru stopnia obtoczenia i kulistości podany jest w podręczniku Krumbeina i Pettijohna (1938). W praktyce sedymentologicznej przyjęły się powszechnie definicje tych cech podane przez Wadella, przede wszystkim ze względu na łatwy sposób dokonywania pomiarów wielkości tych cech. Według definicji Wadella (1934, fide Krumbein & Pettijohn 1938), kulistość otoczaka jest stosunkiem objętości otoczaka do objętości kuli opisanej na otoczaku. Po przekształceniu wzoru kulistość można wyrazić jako stosunek średnicy kuli o objętości równej objętości otoczaka do średnicy kuli opisanej na otoczaku — to jest do najdłuższej osi otoczaka. Stopień obtoczenia określony jest jako średni stosunek promieni krzywizn mierzonych na krawędziach otoczaka w dowolnym przekroju do promienia koła wpisanego w ten przekrój (Wadell 1932). Tak określone kulistość i stopień obtoczenia są liczbami niemianowanymi i pozornie niezależnymi od siebie. Najwyższa ich wartość wynosić może 1, najniższa 0.

Doświadczenia nad zmiennością kulistości i stopnia obtoczenia wywołaną ścieraniem w czasie transportu wykazały, że wielkości liczbowe tych cech nie rosną nieograniczenie, lecz zbliżają się w sposób asymptotyczny do pewnych wartości granicznych, niższych od absolutnej granicy wynikającej z definicji, to jest jedności. Wartości graniczne dla tych cech są wprost proporcjonalne do wielkości otoczaków.

Poglądy na wpływ selektywnego transportu na zmienność kulistości ziarn są bardzo rozbieżne. W literaturze podręcznikowej rozpowszechnione jest zdanie, że transport przez wleczenie prowadzi do koncentracji ziarn o wysokiej kulistości, które są łatwiej toczone niż ziarna o kształcie odbiegającym od kulistego. Transport w zawiesinie prowadzić ma natomiast do koncentracji ziarn o niskiej kulistości, które mają stosunkowo mniejsze szybkości opadania. Pogląd ten został potwierdzony doświadczalnie przez Krumbeina (1942a, fide Pettijohn 1949). Znamienna jest przy

tym stwierdzona różnica w zachowaniu się w czasie transportu otoczaków o tej samej kulistości a różnym kształcie.

Z drugiej strony częste są opisy faktów przeczących tym poglądom. Russel i Taylor (1937) stwierdzili w Mississippi spadek kulistości ziarn piasku w kierunku dolnego biegu i przypisywali to zjawisko rozbijaniu ziarn w czasie transportu. Udowodniono jednak (Plumley 1948), że interpretacja ta jest błędna, gdyż w górskich rzekach o dużej szybkości prądu kulistość i stopień obtoczenia ziarn piasku wzrastały z biegiem rzeki, chociaż wobec gwałtowności transportu intensywność rozbijania ziarn powinna być tu większa niż np. w dolnym biegu Mississippi.

Spadek kulistości w kierunku dolnego biegu rzeki we frakcjach żwirowych opisany został przez Petranka (1952). Wyniki Petranka nie mogą być jednak miarodajne, gdyż jak podkreśla Horniš (1953), pomiary zostały dokonane na próbach różniących się składem petrograficznym.

Orientacja otoczaków

Otoczaki żwirów złożonych w łożysku rzeki posiadają bardzo charakterystyczną orientację. Poszczególne otoczaki opierają się o siebie, przy czym płaszczyzny ich największego przekroju pochylone są w kierunku przeciwnym do kierunku prądu. Takie ułożenie otoczaków spowodowane jest rozkładem sił działających na nie w czasie transportu w łożysku rzeki. Zagadnienie to było szerzej omówione przez Beckera (1893). Dachówkowate ułożenie otoczaków z płaszczyznami największego przekroju skierowanymi pod prąd stanowi charakterystyczną cechę żwirów. Otoczaki leżące pojedynczo na piasku ułożone są prawie zupełnie poziomo.

Zależność orientacji otoczaków od ich kształtu i wielkości poznana jest jeszcze słabo, chociaż jej istnienie nie budzi wątpliwości. Cailleux (1945) stwierdza, że orientacja otoczaków jest funkcją kształtu, oraz podaje, że otoczaki duże mają najsilniej uwydatniające się dachówkowate ułożenie. Krumbein (1940) stwierdził, że orientacja najdłuższych osi jest wyraźniejsza u otoczaków o niskiej kulistości.

Interesujące dane o stosowaniu pomiarów orientacji otoczaków dla celów rekonstrukcji paleogeograficznych podaje Sarkisjan i Klimowa (1955). Sarkisjan i Szapowałowa (1949) stwierdzili zależność orientacji otoczaków od ich kształtu, a doświaczenia Kinda i Kucharenki (1948) wykazały, że orientacja otoczaków zależy też od ich położenia w stosunku do brzegu. Otoczaki znajdujące się w środku doświadczalnego koryta miały dłuższe osie ustawione prostopadle do kierunku prądu, a przy obydwóch brzegach uprzywilejowany kierunek dłuższych osi odchylony był od kierunku prądu o około 45^0.

METODYKA POBIERANIA PRÓB I POMIARÓW

Jednostka sedymentacyjna

Procesy zachodzące w środowisku sedymentacyjnym odzwierciedlane są przez cechy osadów. Ponieważ zbadanie całości żwirów Dunajca nie jest możliwe, jest rzeczą ogromnie ważną, by stosunkowo rzadko rozrzucone próby były porównywalne. Warunkiem porównywalności prób jest pobranie ich z jednej jednostki sedymentacyjnej, która została określona przez Otto (1938) jako warstwa osadu o pewnej miąższości złożona w zasadniczo stałych warunkach fizycznych. Zastrzeżenie to nie wyłącza istnienia określonej kierunkowej zmienności tych warunków.

Wszystkie próby użyte dla określenia zmienności cech żwirów Dunajca oraz ustalenia związku orientacji otoczaków z ich kształtem i wielkością pobrane zostały z warstwy przemytego żwiru pokrywającego powierzchnię kamieńców. Warstwę tę uważać można za przynależną do jednej jednostki sedymentacyjnej. Miejsca pobrania prób starano się usytuować przy brzegu rzeki, jak najbliżej głównego nurtu. Średnia odległość między punktami pobrania prób wynosi około 15 km.

Wielkość otoczaków

Zmienność wielkości transportowanych fragmentów skalnych w żwirach Dunajca została zbadana na przykładzie największych bloków i otoczaków granitowych znajdowanych na powierzchni kamieńców. W miejscu pomiaru przeszukiwano kilkaset metrów kwadratowych kamieńca i na obszarze tym mierzono najdłuższe osie największych bloków lub otoczaków granitowych. Do skonstruowania wykresu zmienności maksymalnych średnic otoczaków granitowych użyto tylko największych spośród pomierzonych w poszczególnych punktach wartości.

Skład petrograficzny żwiru

Analizę składu petrograficznego żwiru przeprowadzono dla klasy wielkości 64–128 mm, która dominuje ilościowo w żwirach Dunajca i posiada największe rozprzestrzenienie w dolinie rzeki, gdyż można było ją prześledzić w kamieńcach na długości około 230 km. W najwyższym biegu Czarnego Dunajca przeprowadzono analizę dla klasy wielkości 128–256 mm. W dolnym biegu rzeki analizowano również frakcje 32–64 mm i 16–32 mm. Wszystkie próby składały się ze 100 otoczaków. Według Krumbeina (1942b) błąd prawdopodobny przy zbiorach tej wielkości wynosi 10,2%. Próby do analizy składu petrograficznego żwiru pobierano w ten sposób, że zbierano wszystkie otoczaki mieszczące się w danej klasie wielkości z pewnej powierzchni kamieńca. Następnie liczono ilości otoczaków różnych skał.

Kulistość i stopień obtoczenia

Kulistość otoczaków mierzona była metodą Wadella (1934). Jak wspomniano wyżej, kulistość zdefiniowana jest jako stosunek objętości otoczaka do objętości opisanej na nim kuli. Objętość otoczaka mierzono zanurzając go w wypełnionym wodą naczyniu zaopatrzonym w umieszczony z boku otwór przelewowy i mierząc objętość uzyskanego nadmiaru wody przy pomocy menzurki. Największą średnicę otoczaka mierzono z dokładnością do 1 mm za pomocą linijki. Wartość liczbową kulistości odczytywano następnie z nomogramu.

Stopień obtoczenia oznaczany był wizualnie na podstawie pięciostopniowego schematu porównawczego połączonego z opisową klasyfikacją Pettijohna (1949).

Stopień obtoczenia i kulistość mierzone były na próbach złożonych z 50 otoczaków. Wyniki pomiarów analizowano statystycznie metodą momentów. Dla każdej próby obliczano średnią arytmetyczną, średnią odchyłkę oraz moment trzeciego stopnia, będący współczynnikiem skośności (asymetrii, *skewness* w terminologii anglosaskiej) krzywej rozkładu wielkości mierzonej cechy w próbie.

Średnia arytmetyczna reprezentuje średnią wartość mierzonej cechy w próbie. Średnia odchyłka jest miarą wysortowania żwiru ze względu na daną cechę. Współczynnik skośności informuje o charakterze asymetrii krzywej rozkładu wielkości mierzonej cechy w próbie. Dodatni współczynnik wskazuje, że w próbie przeważają ilościowo otoczaki o wartości mierzonej cechy wyższej od średniej, ujemny — oznacza przewagę materiału o wartościach mierzonej cechy niższych od średniej. Szczegółowe omówienie metody momentów i wzory obliczeniowe znaleźć można w podręcznikach statystyki.

Orientacja otoczaków

Orientacja otoczaka wyrażona jest przez wielkość i kierunek nachylenia najdłuższej osi oraz położenie płaszczyzny największego przekroju (Krumbein 1939). Płaszczyzna największego przekroju wyznaczona jest przez najdłuższą i średnią oś otoczaka. Pomiar orientacji sprowadza się więc do pomiaru azymutów i kątów nachyleń dłuższych osi otoczaka.

Bezpośredni pomiar azymutów i kątów nachylenia osi otoczaka tkwiącego w żwirowisku nie jest możliwy. Dla przeprowadzenia takich pomiarów opracowano różne metody oznaczania otoczaka w taki sposób, by położenie jego mogło być odtworzone po wyjęciu z osadu. Najpraktyczniejsza z tych metod została opisana przez Karlstroma (1952).

Postępując według tej metody, oznacza się otoczaki za pomocą płytki zaopatrzonej w dwie szczeliny tworzące krzyż o ramionach wzajemnie prostopadłych. Na płytce umieszczona jest libella górująca przy poziomym położeniu dwóch ramion krzyża. Trzymając płytkę ze spoziomowanym krzyżem równolegle do pionowej ściany odsłonięcia o pomierzonym uprzednio kierunku, rysuje się na otoczaku krzyż prowadząc ołówek w wyciętych w płytce szczelinach. Ponieważ, ogólnie biorąc, otoczak ograniczony jest powierzchniami krzywymi, narysowany na nim krzyż ulega deformacji i ma ramiona proste tylko wtedy, gdy posiada takie położenie w stosunku do obserwatora, jakie posiadał w stosunku do płytki w czasie rysowania krzyża. Ponieważ kierunek ściany odsłonięcia, równolegle do której ustawiana była płytka, jest znany, można odtworzyć położenie płytki i położenie otoczaka wyjętego z odsłonięcia. Pomiar azymutów i kątów nachylenia osi wykonać można za pomocą specjalnego goniometru lub w warunkach polowych — kompasem geologicznym.

Aparatura Karlstroma dostosowana jest do pomiaru orientacji otoczaków tkwiących w pionowych odsłonięciach. Do pomiaru orientacji otoczaków na poziomych powierzchniach kamieńców konieczna więc była pewna modyfikacja aparatury. Płytka z wyciętym krzyżem służąca do orientowania otoczaków została zaopatrzona w listwę umieszczoną równolegle do dwóch ramion krzyża. Przystępując do rysowania krzyża na otoczaku na płytce umieszczano kompas geologiczny przysuwając go dłuższym bokiem do listwy. Płytkę z kompasem obracano następnie tak, by igła kompasu wskazywała kierunek północny i przy górującej libelli kompasu rysowano krzyż na otoczaku. Dla zorientowania tak narysowanego krzyża względem stron świata oznaczano kropką pn.-wschodnią ćwiartkę krzyża (pl. XLII, fig. 1).

Po wyjęciu otoczaka ze żwirowiska umieszczano go na kawałku plasteliny i trzymając nad nim płytkę zorientowaną identycznie jak przy rysowaniu krzyża ustawiano otoczak w ten sposób, by narysowany na nim krzyż ukazał się w szczelinach wyciętych w płytce. Następnie mierzono przy pomocy kompasu azymut, kierunek i wielkość upadu najdłuższej osi oraz kierunek i wielkość upadu osi średniej (pl. XLII, fig. 2). Azymutu średniej osi nie mierzono, gdyż różni się on o 90^0 od azymutu osi najdłuższej.

WYNIKI I ICH INTERPRETACJA

Zmienność wielkości transportowanych fragmentów skalnych

Zmienność maksymalnych obserwowanych średnic fragmentów skalnych transportowanych w łożysku Dunajca została prześledzona na przykładzie bloków i otoczaków granitowych (fig. 3). W najwyższym biegu

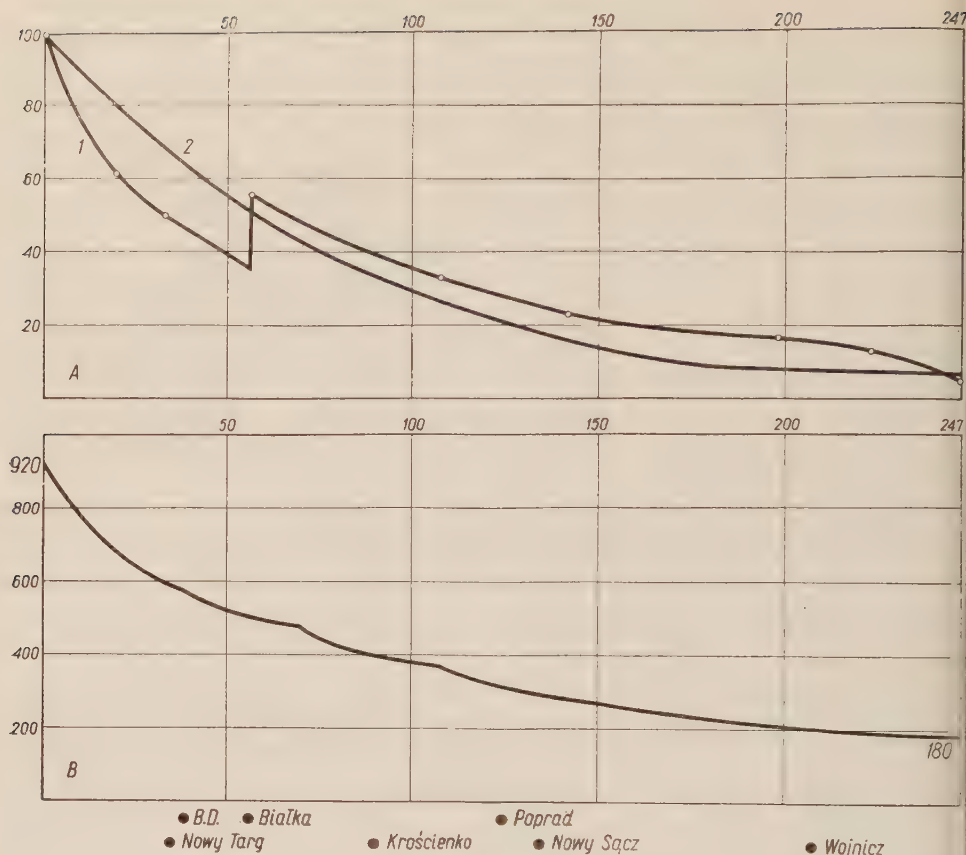


Fig. 3

A zmienność maksymalnych średnic głazów granitowych obserwowanych w dolinie Dunajca. *1* zmienność obserwowana, *2* zmienność obliczona według prawa Sternberga. Na osi rzędnych — średnica głazów w *cm*, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. *B* gradient Dunajca. Na osi rzędnych — wysokość bezwzględna w *m*, na osi odciętych — długość doliny w *km*. Pod rysunkiem: miejsca połączenia się z Dunajcem dopływów niosących materiał tatrzański (*B. D.* Biały Dunajec) oraz położenie ważniejszych miejscowości

A Maximal diameter variation in granite boulders observed within the Dunajec Valley, *1* as measured, *2* as calculated according to Sternberg's law; diameter of boulders in *cm* (ordinate) — length of transport in *km* (abscissa).

B Dunajec river gradient. Absolute altitude in *m* indicated by ordinate; length of valley in *km* by abscissa. Below the drawing: mouths of Dunajec tributaries carrying Tatra material (*B. D.* Biały Dunajec River) and position of some more important localities

Czarnego Dunajca, około 2 km poniżej wylotów dolin tatrzańskich, spotyka się bloki granitowe o metrowych średnicach. Po 35 kilometrach transportu, koło Nowego Targu, największe bloki spotykane w kamieńcach mają już tylko 0,5 m średnicy. Koło Nowego Sącza (135 km) największe obserwowane średnice wynoszą 25 cm, koło Wojnicza (208 km) 20 cm, przy ujściu Dunajca do Wisły (247 km) 5 cm. Nagły skok krzywej na 55 kilometrze doliny spowodowany jest donoszeniem grubszego materiału przez Białkę.

Wykres maksymalnych obserwowanych średnic bloków i otoczaków granitowych porównany został z wykresem zmniejszania się średnic według prawa Sternberga. Jako średnicę początkową przyjęto największą średnicę bloków granitu obserwowaną u początku Czarnego Dunajca, to jest 1 metr, a za współczynnik k — wartość 0.000004, będącą średnią wartości podanych przez Matakiewicza (1936).

Jak wynika z wykresów, maksymalne średnice obserwowane i obliczone ujawniają dobrą zgodność w środkowym biegu Dunajca, natomiast w górnym i najniższym biegu rzeki średnice obserwowane są niższe od obliczonych. Krzywa obliczona według prawa Sternberga przedstawia zmniejszanie się średnic spowodowane działaniem abrazji. Przyśpieszenie zmniejszania się obserwowanych średnic spowodowane jest sumowaniem się z działaniem abrazji dodatkowego czynnika, to jest selektywnego transportu związanego ze zmianami gradientu Dunajca. W górnym biegu istnieje duża różnica spadku pomiędzy potokami tatrzańskimi a doliną Czarnego Dunajca. W obrębie Kotliny Nowotarskiej ma więc miejsce bardzo intensywna akumulacja żwirów. W najniższym biegu Dunajca duże nasilenie selektywnego transportu i akumulacji związane jest z różnicą spadku doliny w obrębie Karpat i niziny Podkarpackiej.

Otoczaki, których średnice mierzono dla skonstruowania wykresu, nie wykazują śladów rozbijania. Jest to zgodne z przytoczonym wyżej (str. 221) opisem procesów działających w czasie transportu.

Zmienność składu petrograficznego żwiru

Skład petrograficzny żwirów pochodzenia tatrzańskiego w dolinie Dunajca zmienia się silnie z długością transportu (fig. 4). We frakcji 64-128 mm u wylotu Doliny Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich dominują otoczaki skał węglanowych — wapieni i dolomitów — występujące w ilości 47%. Na drugim miejscu znajdują się granity występujące w ilości 20%, dalej kwarcyty 17%, łupki mikowe 6%, gnejsy 5% i amfibolity 5%. Inne skały tatrzańskie — margle, piaskowce i łupki — występują w ilościach kilkunastu pro mille.

W miarę oddalania się od Tatr skład petrograficzny żwiru staje się coraz bardziej monotonny. Najszybciej, po 3 kilometrach, znikają z osadu łupki mikowe, po 35 kilometrach — amfibolity, po 50 kilometrach — wapienie, po 90 kilometrach — gnejsy. Proces eliminacji ze żwiru otoczaków skał mało odpornych dokonuje się w zasadzie na przestrzeni pierwszych 35 kilometrów transportu. Koło Nowego Targu z materiału tatrzańskiego pozostają niemal wyłącznie otoczaki kwarcytów i granitów. Biały Dunajec i Białka donoszą do doliny Dunajca materiał tatrzański składający się również wyłącznie z granitów i kwarcytów. Otoczaki tych dwóch skał występują na całej długości doliny Dunajca a ich wzajemny stosunek ulega poważnym zmianom.

U wylotu Doliny Kościeliskiej granity przeważają nieznacznie nad kwarcytami. Na pierwszych 10 kilometrach następuje gwałtowny wzrost ilości granitów przy jednoczesnej eliminacji otoczaków skał mało odpor-

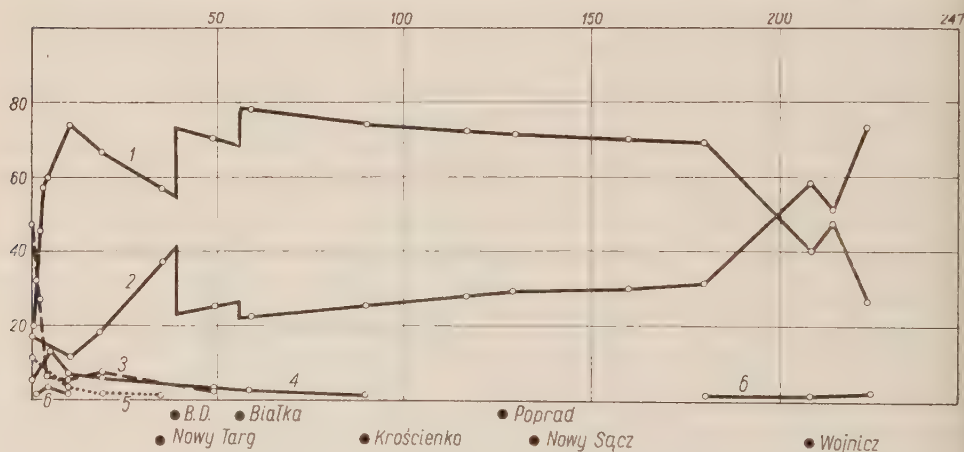


Fig. 4

Zmienność składu petrograficznego żwirów Dunajca w klasie wielkości 64-128 mm (tylko otoczaki skał tatrzańskich). Na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*, na osi rzędnych — zawartość otoczaków w żwirze w %. *1* otoczaki granitu, *2* otoczaki kwarcytu, *3* otoczaki skał węglanowych (wapieni i dolomitów), *4* otoczaki gnejsu, *5* otoczaki amfibolitu i łupków mikowych, *6* otoczaki kwarcu żyłowego. Pod rysunkiem: miejsca połączenia się z Dunajcem dopływów niosących materiał tatrzański (*B. D.* Biały Dunajec) oraz położenie ważniejszych miejscowości

Variation of petrographic composition within the 64-128 mm grade of Dunajec gravels (pebbles of Tatra rocks only). Length of transport in *km* shown by abscissa; per cent pebble content in gravels by ordinate. *1* granite pebbles, *2* quartzite pebbles, *3* carbonate rock pebbles (of limestones and dolomites), *4* gneiss pebbles, *5* amphibolite and mica schists pebbles, *6* vein quartz pebbles. Below the drawing: mouths of Dunajec tributaries carrying Tatra material (*B. D.* Biały Dunajec River) and position of some more important localities

nych. Na odcinku pomiędzy Chochołowem a Nowym Targiem zwiększa się znacznie ilość otoczaków kwarcytowych przy jednoczesnym spadku ilości granitów. Przy ujściach Białego Dunajca i Białki na odcinku doliny pomiędzy Nowym Targiem a Czorsztynem stosunki ilościowe pomiędzy granitami a kwarcytami zmieniają się skokowo wskutek donoszenia przez te rzeki materiału bogatego w granity. W środkowym biegu rzeki, pomiędzy Czorsztynem a Czchowem, zmniejszanie się ilości granitów i wzrost liczby otoczaków kwarcytowych następuje bardzo powoli, natomiast w dolnym biegu Dunajca, poniżej Czchowa, ma miejsce bardzo szybka eliminacja otoczaków granitowych ze żwiru.

Wzbogacanie się żwirów Dunajca w otoczaki kwarcytowe spowodowane jest kilkoma procesami, których nasilenie jest różne na różnych odcinkach rzeki. Otoczaki kwarcytowe mają większą odporność na niszczenie mechaniczne niż otoczaki granitowe, ta różnica odporności jest jednak zbyt mała, by mogła wytłumaczyć tak odmienne zachowanie się otoczaków granitowych i kwarcytowych, jakie obserwuje się w żwirach Dunajca.

Główną przyczyną szybkiego wzbogacania się żwirów w otoczaki kwarcytowe w górnym biegu rzeki jest donoszenie przez dopływy Dunajca otoczaków kwarcytowych ze starszych tarasów, które — jak wykazał Halicki (1930, 1947) — są silnie zubożałe w granity. Plejstoceńskie tarasy Dunajca są szczególnie dobrze rozwinięte na obszarze Kotliny Nowotarskiej. W środkowym biegu Dunajca, gdzie dolina jego jest przeważnie wąska, tarasy mają znacznie mniejsze rozprzestrzenienie, dlatego donoszenie starych otoczaków kwarcytowych do łożyska rzeki zachodzi tu na znacznie mniejszą skalę. Na zjawisko wzbogacania się żwirów Dunajca w otoczaki kwarcytowe pochodzące ze starszych tarasów zwrócił uwagę w odniesieniu do żwirów plejstoceńskich Klimaszewski (1937).

W dolnym biegu Dunajca przyczyną szybkiego eliminowania ze żwiru otoczaków granitowych jest wietrzenie, które powoduje znaczne obniżenie ich wytrzymałości mechanicznej. Otoczaki granitowe na tym odcinku doliny ujawniają, po rozbiciu ich młotkiem, istnienie kory wietrzeniowej sięgającej na głębokość około 2 cm. Grubość kory wietrzeniowej można łatwo rozpoznać, gdyż skała zwietrzała jest zabarwiona na kolor brunatny przez wodorotlenki żelaza pochodzące z rozkładu biotytu. Gwałtowne zmniejszanie się ilości otoczaków granitowych ma miejsce na tym odcinku rzeki we wszystkich klasach wielkości, lecz prędkość tego procesu jest różna dla różnych klas wielkości.

Na podstawie wykresu składu petrograficznego żwiru dla różnych klas wielkości (fig. 5) proces ten można odtworzyć następująco: otoczaki frakcji 64-128 mm rozpadają się najpierw na fragmenty o średnicach mieszczących się w klasie wielkości 16-32 mm, gdyż dla tej frakcji krzy-

wa procentowej zawartości otoczaków granitowych w żwirze podnosi się. Z kolei fragmenty te ulegają szybkiemu rozpadowi na okruchy drobniejsze, przechodząc do frakcji piaszczystej.

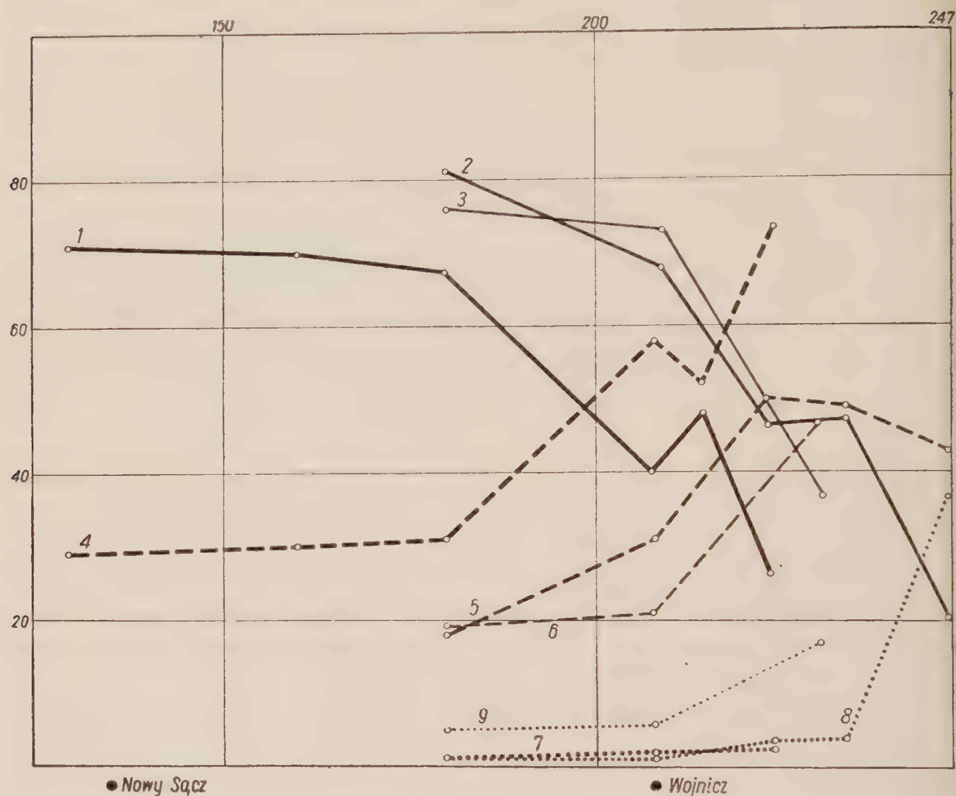


Fig. 5

Zmienność składu petrograficznego żwiru (tylko otoczaki skał tatrzańskich) w dolnym biegu Dunajca. Linia ciągła: otoczaki granitu, *1* o średnicach 64–128 mm, *2* o średnicach 32–64 mm, *3* o średnicach 16–32 mm. Linia przerywana: otoczaki kwarcytu, *4* o średnicach 64–128 mm, *5* o średnicach 32–64 mm, *6* o średnicach 16–32 mm. Linia kropkowana: otoczaki kwarcu, *7* o średnicach 64–128 mm, *8* o średnicach 32–64 mm, *9* o średnicach 16–32 mm. Na osi rzędnych — zawartość otoczaków w żwirze w %, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. Pod rysunkiem: położenie ważniejszych miejscowości

Variation of petrographic composition of gravel along the lower course of the Dunajec (Tatra rock pebbles only). Continuous line: granite pebbles, *1* 64–128 mm grade, *2* 32–64 mm grade, *3* 16–32 mm grade. Broken line: quartzite pebbles, *4* 64–128 mm grade, *6* 16–32 mm grade. Dotted line: quartz pebbles, *7* 64–128 mm grade, *8* 32–64 mm grade, *9* 16–32 mm grade. Per cent pebble content in gravel shown by ordinate, length of transport in *km* by abscissa.

Position of some more important localities shown below the drawing

Charakterystyczne jest występowanie w klasie wielkości 64-128 mm otoczaków żyłowego kwarcu: pojawiają się one w niewielkiej ilości poniżej połączenia potoków Kościeliskiego (Kirowa Woda) i Chochołowskiego (Siwa Woda), przynoszone przez ten ostatni, a następnie nikną w masie innego materiału. Jako najtwardsze ze wszystkich skał tatrzańskich, ulegają mechanicznemu wzbogacaniu w czasie transportu i po 180 kilometrach znów pojawiają się w żwirze w ilości ponad 1%, przy czym ilość ich stale wzrasta.

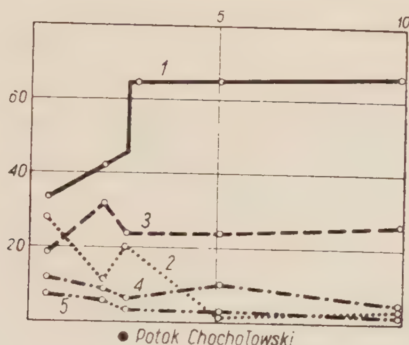


Fig. 6

Zmienność składu petrograficznego żwiru w najwyższym biegu Czarnego Dunajca. Klasa wielkości 128-256 mm. *1* otoczaki granitu, *2* otoczaki skał węglanowych (wapieni i dolomitów), *3* otoczaki kwarcytu, *4* otoczaki gnejsu, *5* otoczaki amfibolitu łupków mikowych. Na osi rzędnych — zawartość otoczaków w żwirze w %, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*

Variation of petrographic composition of the 128-256 mm grade of gravel in the uppermost course of the Czarny Dunajec River. *1* granite pebbles, *2* carbonate rock pebbles (of limestones and dolomites), *3* quartzite pebbles, *4* gneiss pebbles, *5* amphibolite and mica schists pebbles. Per cent pebble content in gravel indicated by ordinate; length of transport in *km* by abscissa

W klasie wielkości 128-256 mm analizę składu petrograficznego przeprowadzono tylko dla najwyższych 10 kilometrów biegu Czarnego Dunajca. Niżej ilość otoczaków skał tatrzańskich jest w tej klasie wielkości zbyt mała, by można było z dostateczną dokładnością stwierdzić stosunki ilościowe pomiędzy różnymi rodzajami skał (fig. 6). U wylotu Doliny Kościeliskiej skład petrograficzny żwiru jest w tej klasie wielkości nieco inny niż we frakcji 64-128 mm. Najliczniejsze są otoczaki granitowe — 32%, drugie miejsce zajmują wapienie — 31%, dalej kwarcyty 17%, gnejsy 12%, amfibolity 5%, łupki mikowe 3%. W czasie transportu wzrasta ilość otoczaków granitowych i kwarcytowych. Pozostałe typy skał są eliminowane, przy czym kolejność szybkości eliminacji jest taka sama, jak w klasie wielkości 64-128 mm.

Dolomity stanowią około 10% otoczaków skał węglanowych (fig. 7). Ilość ich wzrasta poniżej połączenia się potoków Kościeliskiego i Chochołowskiego, co jest związane z występowaniem w dolnej części Doliny Chochołowskiej dużego kompleksu dolomitów środkowego triasu płaszczowiny reglowej choczańskiej. Wzrost ilości dolomitów zaznacza się tylko na bardzo krótkim odcinku rzeki. Niewielka ilość otoczaków dolomitowych w żwirach Czarnego Dunajca nie jest proporcjonalna do udziału dolomi-

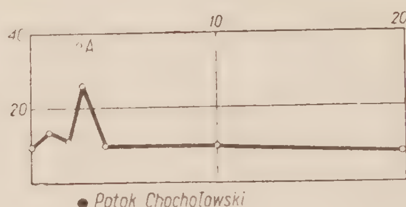


Fig. 7

Zawartość dolomitów w otoczakach skał węglanowych w najwyższym biegu Czarnego Dunajca. Klasa wielkości 16-256 mm. Na osi rzędnych — zawartość dolomitów w otoczakach skał węglanowych w %, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. *A* zawartość dolomitów w otoczakach skał węglanowych w Potoku Chochołowskim

Dolomite content in the 16-256 mm grade of carbonate rock pebbles, along the uppermost course of the Czarny Dunajec River. Per cent dolomite content in carbonate rock pebbles shown by ordinate, length of transport in *km* by abscissa. *A* dolomite content in carbonate rock pebbles from the Chochołowski Stream

tów w budowie osadowych serii tatrzańskich. Spowodowane to jest bardzo silnym zbrekcjowaniem dolomitów, które dostawszy się do łożyska rzeki rozbijane są na drobny żwirek i szybko rozgniatane.

W górnym biegu Czarnego Dunajca obserwować można wietrzenie chemiczne otoczaków skał węglanowych. Na powierzchniach większych bloków wystających nieco ponad poziom wody (przy niskim jej stanie) widoczne są żłobki typowe dla korozji chemicznej. Tworzenie się żłobków zachodzi prawdopodobnie przy wyższych stanach wody, gdy powierzchnie bloków są zalane. Proces ten przebiega zapewne dość szybko, gdyż w czasie dużych przyborów wody, które wprawiają w ruch żwirowisko, powierzchnie bloków są na nowo wygładzane. Proces eliminowania z osadu skał mało odpornych zachodzi przy udziale zarówno niszczenia mechanicznego, jak i chemicznego. W żwirach Dunajca uszeregowanie otoczaków według wzrastającej odporności jest takie same dla obu tych procesów, skutki ich sumują się zatem.

Zmienność kulistości i stopnia obtoczenia

Zmienność kulistości otoczaków granitowych we współczesnych żwirach Dunajca przedstawiona jest na fig. 8. Średnia kulistość wzrasta w górnym i środkowym biegu rzeki, natomiast w dolnym biegu wartość

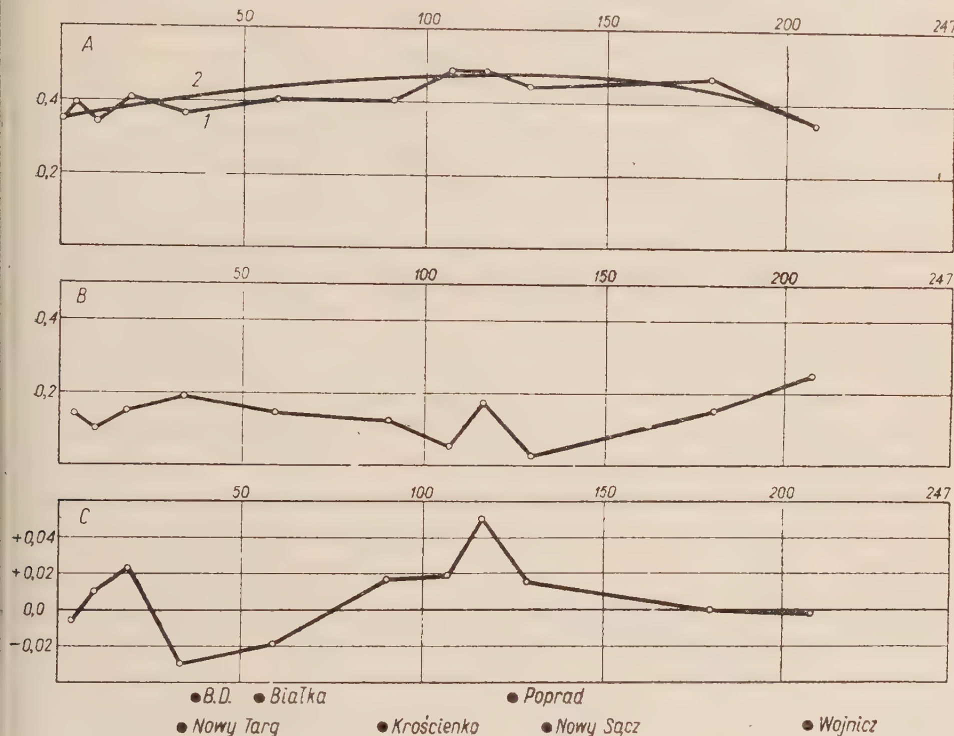


Fig. 8

Zmienność kulistości otoczaków granitu w klasie i wielkości 64–128 mm. *A* średnia kulistość. *1* zmienność pomierzona, *2* wyinterpolowana krzywa zmienności. Na osi rzędnych — średnia kulistość, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. *B* średnia odchyłka kulistości. Na osi rzędnych — wartości średniej odchyłki, na osi odciętych — długość transportu w *km*. *C* współczynnik skośności kulistości. Na osi rzędnych — wartości współczynnika skośności, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. Pod rysunkiem: miejsca połączenia się z Dunajcem dopływów niosących materiał tatrzański (*B. D.* Biały Dunajec) oraz położenie ważniejszych miejscowości

Sphericity variation in the 64–128 mm grade of granite pebbles. *A* mean sphericity. *1* plotted variation curve, *2* interpolated variation curve; mean sphericity shown by ordinate, length of transport in *km* by abscissa. *B* mean sphericity deviation. Value of mean sphericity deviation shown by ordinate, length of transport in *km* by abscissa. *C* sphericity skewness coefficient. Skewness coefficient values shown by ordinate, length of transport in *km* by abscissa. Below the drawing: mouths of Dunajec tributaries carrying Tatra material (*B. D.* Biały Dunajec River) and the position of some more important localities

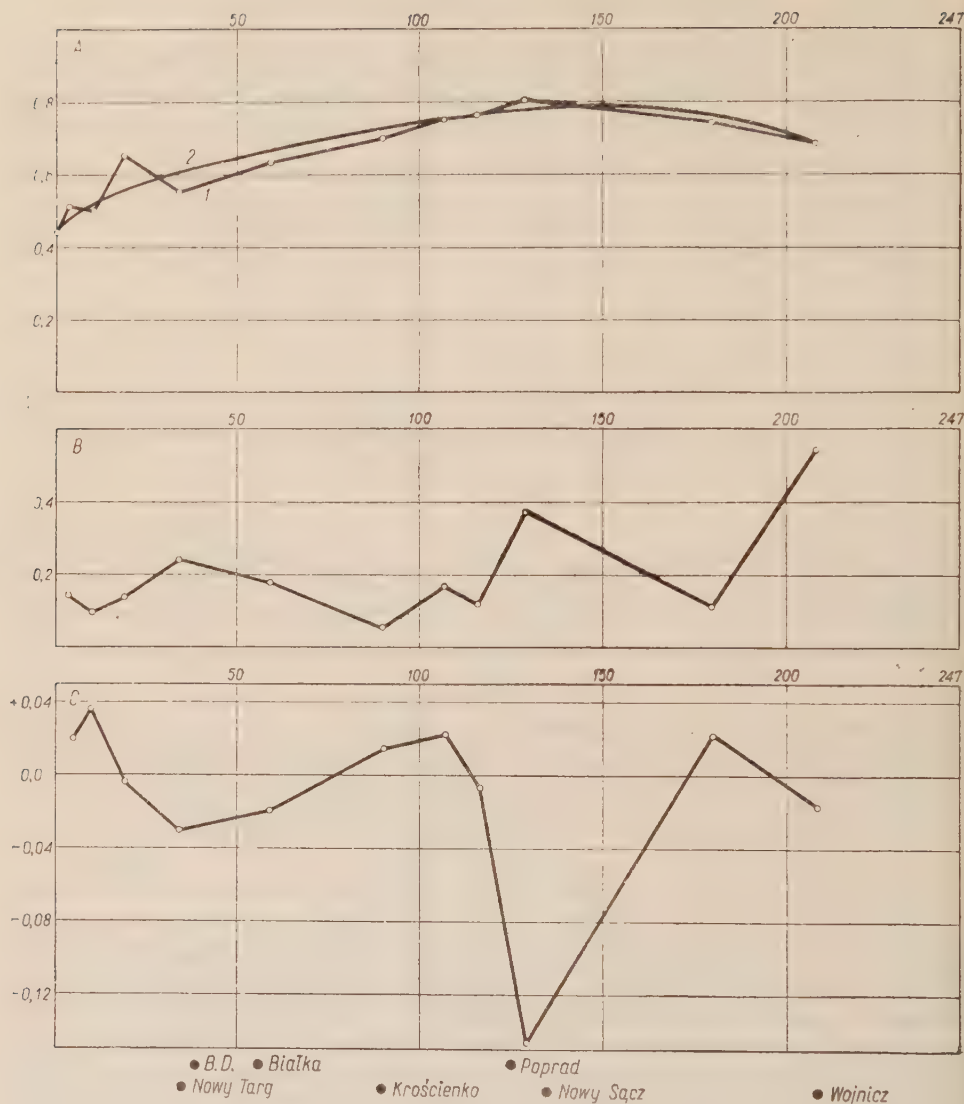


Fig. 9

Zmienność stopnia obtoczenia otoczaków granitu w klasie wielkości 64-128 mm. *A* średni stopień obtoczenia. *1* zmienność pomierzona, *2* wyinterpolowana krzywa zmienności. Na osi rzędnych — wartości stopnia obtoczenia, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. *B* średnia odchyłka stopnia obtoczenia. Na osi rzędnych — wartości średniej odchyłki, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. *C* współczynnik skośności stopnia obtoczenia. Na osi rzędnych — wartości współczynnika skośności, na osi odciętych — długość drogi transportu w *km*. Pod rysunkiem: miejsce połączenia się z Dunajcem dopływów niosących materiał tatrzański (*B. D.* Biały Dunajec) oraz położenie ważniejszych miejscowości

jej zmniejsza się znacznie. U wylotu Doliny Kościeliskiej wartość średniej kulistości wynosi 0,34. Wartość najwyższa — 0,48 osiągnięta jest po 107 kilometrach transportu (Łącko). Na 208 kilometrze doliny Dunajca (Wojnicz) wartość średniej kulistości wynosi już tylko 0,34. Średnia odchyłka i współczynnik skośności kulistości nie wykazują systematycznych zmian w czasie transportu.

Fig. 9 przedstawia zmienność stopnia obtoczenia, która przebiega podobnie jak zmienność kulistości. Średni stopień obtoczenia rośnie w górnym i środkowym biegu rzeki, zmniejsza się natomiast w dolnym biegu. U wylotu Doliny Kościeliskiej średni stopień obtoczenia wynosi 0.44. Po 130 kilometrach transportu średni stopień obtoczenia osiąga wartość najwyższą — 0.80, po czym spada do wartości 0.68 na 208 kilometrze doliny. Średnie odchylenie i współczynnik skośności stopnia obtoczenia nie wykazują systematycznych zmian w czasie transportu.

Wartości stopnia obtoczenia i kulistości pomierzone u wylotu Doliny Kościeliskiej nie mogą być uważane za wartości początkowe charakteryzujące świeży rumosz granitowy, gdyż są one wynikiem transportu otoczaków granitu w dolinach tatrzańskich na przestrzeni około 8 kilometrów. Dlatego w najwyższym biegu Czarnego Dunajca nie obserwuje się gwałtownego wzrostu stopnia obtoczenia i kulistości. Szczególnie interesujący jest natomiast spadek średniej kulistości i średniego stopnia obtoczenia w dolnym biegu rzeki.

Spadek ten nie może być wynikiem rozbijania otoczaków, gdyż w górnym biegu rzeki przy znacznie gwałtowniejszym transporcie kulistość i stopień obtoczenia gwałtownie wzrastają. Podkreślić należy, że przy pomiarach kulistości i stopnia obtoczenia nie brano pod uwagę otoczaków zwietrzałych.

Fig. 10 przedstawia osiowe współczynniki kształtu otoczaków granitowych w różnych klasach wielkości. Diagramy osiowych współczynników kształtu, wprowadzone do praktyki sedymentologicznej przez Zinnga (1935), pozwalają na odwzorowanie kształtu otoczaka w postaci jednego punktu, którego rzędna jest miarą stosunku osi średniej do najdłuższej, a odcięta — miarą stosunku osi najkrótszej do średniej. Jak wynika z fig. 10, kulistość otoczaków jest odwrotnie proporcjonalna do ich wiel-

---

Roundness variation within the 64-128 mm grade of granite pebbles. *A* mean roundness. *1* plotted variation curve, *2* interpolated variation curve. Roundness values shown by ordinate, length of transport in *km* by abscissa. *B* mean roundness deviation. Mean deviation values shown by ordinate, length of transport in *km* by abscissa. *C* skewness coefficient of roundness. Skewness coefficient values shown by ordinate, length of transport in *km* by abcissa. Below the drawing: mouths of Dunajec tributaries carrying Tatra material (*B. D.* Biały Dunajec River) and the position of some more important localities

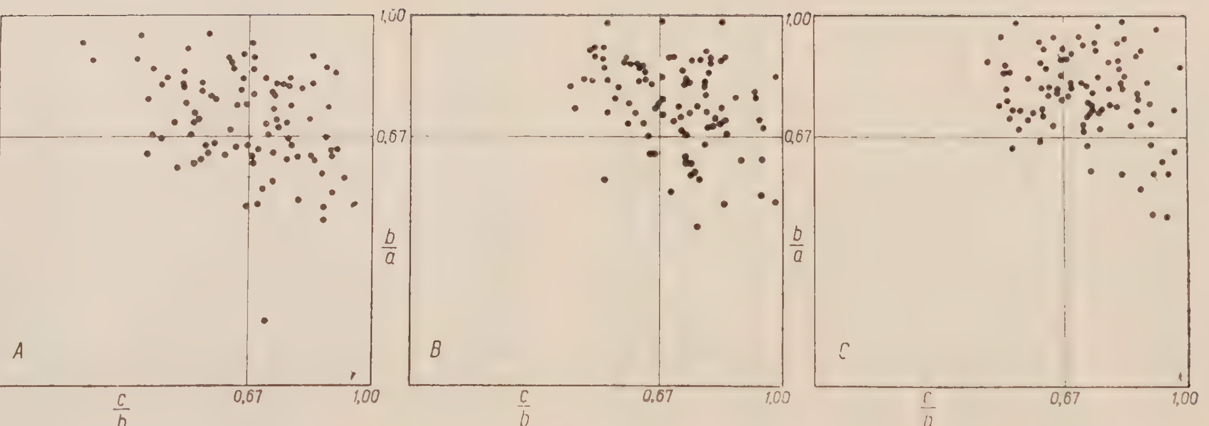


Fig. 10

Osiowe współczynniki kształtu otoczaków granitu w trzech klasach wielkości. Pomiar wykonany w Czorsztynie, na 59 kilometrze doliny Dunajca. *A* klasa wielkości 64-128 mm, *B* klasa wielkości 32-64 mm, *C* klasa wielkości 16-32 mm; *a* oś najdłuższa, *b* oś średnia, *c* oś najkrótsza

Axial shape coefficients in the three grades of granite pebbles. Measurements taken at Czorsztyn at the 59th km of the Dunajec Valley, *A* 64-128 mm grade, *B* 32-64 mm grade, *C* 16-32 mm grade; *a* longest axis, *b* intermediate axis, *c* shortest axis

kości. Nie można więc wiązać spadku kulistości w dolnym biegu Dunajca z zanikaniem frakcji 64-128 mm i występowaniem w żwirze otoczaków o rozmiarach zbliżonych do dolnej granicy frakcji to jest 64 mm, w przeciwieństwie do środkowego i górnego biegu, gdzie rozkład wielkości otoczaków jest w granicach frakcji równomierny lub skupiony przy górnej granicy frakcji to jest 128 mm. Stosunki we frakcjach żwirowych są więc odmienne niż we frakcjach piaszczystych, z których wielokrotnie opisano wprost proporcjonalną zależność kulistości ziarn od ich wielkości.

Brak systematycznej zmienności średniej odchyłki kulistości dowodzi, że w czasie transportu nie następuje sortowanie otoczaków pod względem kulistości. Jako wytłumaczenie zmniejszania się kulistości w dolnym biegu rzeki pozostaje więc transport selektywny pod względem kształtu otoczaków.

Jak wspomniano wyżej (str. 223), podręczniki sedymentologiczne (na przykład Pettijohn 1949) reprezentują pogląd, że koncentracja ziarn o niskiej kulistości następuje przy transporcie w zawiesinie. Oczywiście transport w zawiesinie otoczaków o kilkucentymetrowej średnicy nie jest możliwy. Można natomiast uzasadnić logicznie selekcję ziarn prowadzącą do koncentrowania się w osadzie otoczaków o niskiej kulistości w czasie transportu przez wleczenie.

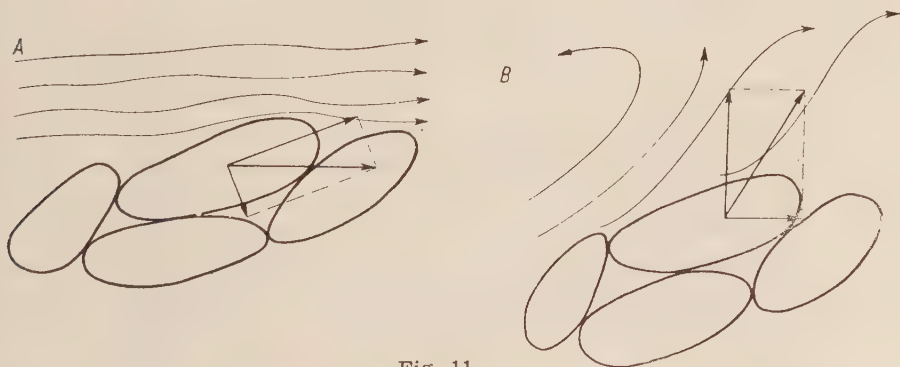


Fig. 11

Rozkład sił działających na otoczak. *A* przy małej turbulencji, *B* przy dużej turbulencji

Pattern of forces acting on a pebble. *A* at weak turbulence, *B* at strong turbulence

W danej klasie wielkości otoczaki o małej kulistości mają mniejszą objętość a co za tym idzie i wagę, niż otoczaki o kształcie zbliżonym do kuli. Wynika stąd, że otoczaki o małej kulistości powinny być łatwiej transportowane przez prąd. W ten sposób kształt wpływa niejako pośrednio na łatwość transportowania otoczaków przez wodę. Istnieje jednak również wpływ bezpośredni.

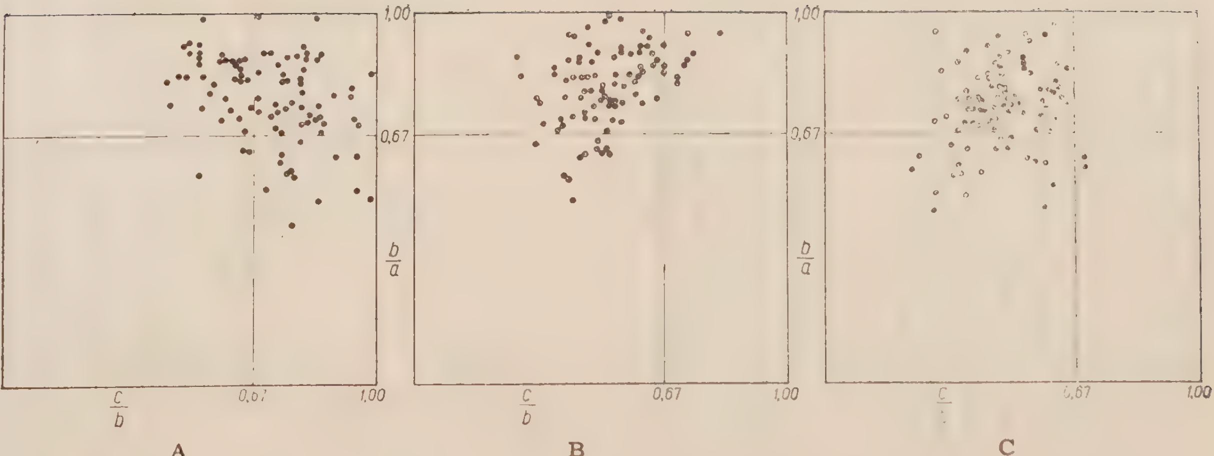


Fig. 12

Osiowe współczynniki kształtu otoczaków granitu w klasie wielkości 64-128 mm. *A* po 59 km transportu, *B* po 112 km transportu, *C* po 214 km transportu; *a* oś najdłuższa, *b* oś średnia, *c* oś najkrótsza

Axial shape coefficients in the 64-128 mm grade of granite pebbles. *A* after 59 km of transport, *B* after 112 km of transport, *C* after 214 km of transport; *a* longest axis, *b* intermediate axis, *c* shortest axis

Nevin (1946) zwrócił uwagę na fakt bardzo ważny dla zrozumienia procesów zachodzących w czasie transportu. Stwierdził on, że przy małej turbulencji siła prądu jest przeważnie styczna do dna rzeki, natomiast przy silnej turbulencji jest przeważnie do niego prostopadła. Przy dominującym w żwirach rzecznych dachówkowatym ułożeniu otoczaków z płaszczyznami największego przekroju skierowanymi pod prąd, siła działająca stycznie do dna rozkłada się w ten sposób, że jedna ze składowych przyciska otoczak do dna (fig. 11). Dla rozpoczęcia ruchu żwiru konieczne jest działanie siły skierowanej do góry, prostopadle do dna rzeki. Ponieważ otoczaki o wysokiej kulistości mają większe szybkości opadania, niż otoczaki odbiegające kształtem od kuli, te ostatnie będą łatwiej wprawiane w ruch. Nevin w cytowanej wyżej pracy stwierdza, że kształt odbiegający od kulistego ułatwia transport, przy czym wpływ kształtu na łatwość transportowania przez wodę wzrasta z rosnącą średnicą ziarn. U mułów i drobnoziarnistych piasków można go pominąć, u żwirów dochodzi on do 40%.

W celu stwierdzenia kształtu najłatwiej transportowanych otoczaków wykonano pomiary osiowych współczynników kształtu. Porównanie wyników pomiarów wykonanych w trzech różnych punktach doliny Dunajca (fig. 12) pozwala stwierdzić, że w dolnym biegu koncentrują się otoczaki płaskie. Spadek kulistości obserwowany w dolnym biegu rzeki jest więc związany z sortowaniem otoczaków według kształtu. Należy przy tym podkreślić, że sortowanie według kształtu następuje wcześniej niż selekcja otoczaków według ich wielkości wyrażonych największą średnicą.

Kulistość uważana jest często za jednoznaczny wskaźnik kształtu otoczaków. Pogląd ten jest jednak niesłuszny, gdyż izolinie kulistości przebiegają ukośnie na diagramie współczynników osiowych przecinając pola różnych klas kształtu. Otoczaki o tej samej kulistości mogą więc należeć do różnych klas kształtu i zachowywać się odmiennie w czasie transportu. Różnice w zachowaniu się otoczaków o tej samej kulistości lecz różnych kształtach zostały stwierdzone laboratoryjnie przez Krumbeina (1942a). Kulistość nie może więc wyrażać w sposób jednoznaczny kształtu otoczaków.

Związek kulistości ze stopniem obtoczenia

Kulistość i stopień obtoczenia są wzajemnie swoimi funkcjami. Stopień obtoczenia jest wprost proporcjonalny do kulistości, przy czym zależność ta ma charakter liniowy (fig. 13). Jak wynika z rysunku, w górnym biegu Dunajca stopień obtoczenia wzrasta znacznie szybciej niż kulistość. Równanie prostej 1 jest: $y = 4{,}33x + N$. Zaznaczający się w dolnym biegu rzeki spadek stopnia obtoczenia, związany ze spadkiem kulistości, jest znacznie powolniejszy. Równanie prostej 2 odpowiadającej dolnemu biegowi rzeki jest: $y = 0{,}59x + M$.

Zmiany stopnia obtoczenia w górnym biegu rzeki polegają na ścieraniu nierówności otoczaków i zaokrąglaniu ich naroży. Zmniejszanie się stopnia obtoczenia w dolnym biegu Dunajca nie oznacza pojawiania się

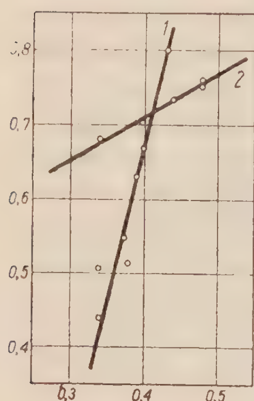


Fig. 13

Współzależność stopnia obtoczenia i kulistości otoczaków granitu w klasie wielkości 64-128 mm. *1* dla rosnącej kulistości i stopnia obtoczenia, *2* dla malejącej kulistości i stopnia obtoczenia. Na osi rzędnych — średni stopień obtoczenia, na osi odciętych — średnia kulistość

Roundness and sphericity interdependence within the 64-128 mm grade pebbles. *1* for increasing sphericity and roundness, *2* for decreasing sphericity and roundness. Mean roundness shown by ordinate; mean sphericity by abscissa

znów nierówności na powierzchniach otoczaków lub ostrych krawędzi i naroży. Spadek stopnia obtoczenia jest w tym przypadku związany z kształtem otoczaków. Według przytoczonej wyżej definicji Wadella stopień obtoczenia jest niezależny od kształtu otoczaków. Tak jest w istocie,

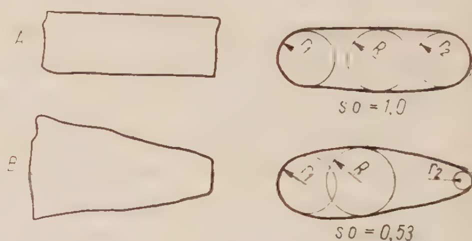


Fig. 14

A otoczak wymodelowany z bryły równoległościennej. *B* otoczak wymodelowany z bryły o przekroju pryzmatycznym, o niższym stopniu obtoczenia

A pebble shaped out of a parallelepiped body. *B* pebble shaped out of a body with prismatic section, showing lower roundness

jeżeli otoczak został wymodelowany z bryły prostopadłościennej. Jeżeli jednak pierwotny kształt otoczaka odbiegał od prostopadłościanu, stopień obtoczenia jest uzależniony od kształtu. Zależność tę ilustruje fig. 14.

Orientacja otoczaków

W celu ustalenia zależności pomiędzy orientacją otoczaków a ich kształtem i wielkością wykonano pomiary orientacji osi otoczaków w różnych klasach wielkości i różnych klasach kształtu. Wyniki pomiarów zostały przedstawione na diagramach punktowych w układzie współrzędnych biegunowych. Dla zinterpretowania diagramów punktowych skonstruowano diagramy sektorowe orientacji otoczaków: punkty przedstawiające położenie osi otoczaków zostały zsumowane w sektorach po 30°,

przy czym za środek pierwszego sektora przyjmowano kierunek prądu w miejscu dokonania pomiaru. Na dwusiecznej sektora odmierzano następnie odcinek o długości proporcjonalnej do ilości punktów w sektorze.

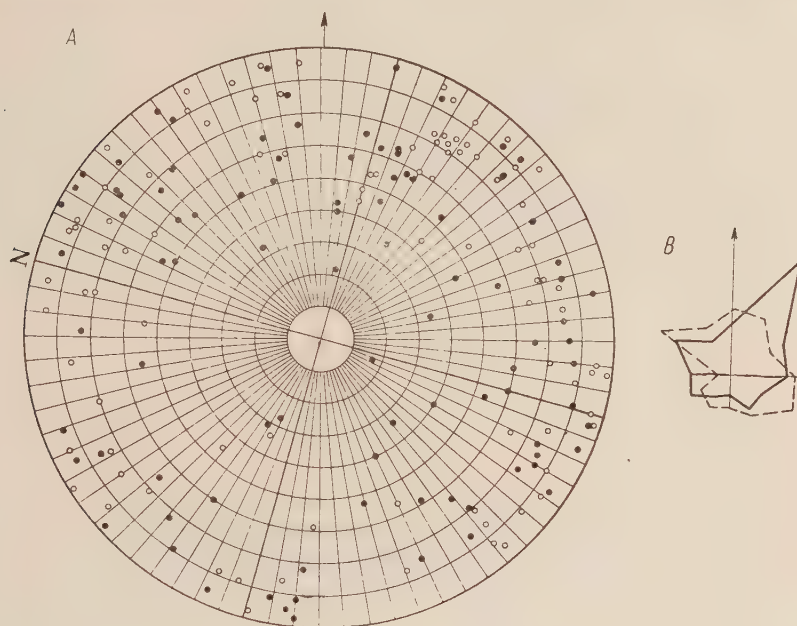


Fig. 15

Orientacja otoczaków w klasie wielkości 128-256 mm

A diagramy punktowe, B sektorowe diagramy sumacyjne. Kółka i linie ciągłe — osie najdłuższe, kropki i linie przerywane — osie średnie. Strzałki wskazują kierunek prądu. N-kierunek północny

Orientation of pebbles of the 128-256 mm grade

A point diagrams, B sector summation diagrams. Empty circles and continuous lines indicate longest axes, dots and broken lines — intermediate axes. Direction of current marked by arrows. N northern direction

Z połączenia końców tych odcinków otrzymuje się figurę geometryczną obrazującą ilościowy rozkład kierunków osi otoczaków. Diagramy te pozwalają odczytać dominujący kierunek nachylenia osi otoczaków, na podstawie czego można odtworzyć uprzywilejowany kierunek nachylenia płaszczyzn największego przekroju otoczaków. Wielkość kąta nachylenia osi otoczaków została przedstawiona na osobnym rysunku.

Diagramy zestawione dla pomiarów otoczaków różnej wielkości wykazują znamienne różnice (fig. 15, 16 i 17). Otoczaki frakcji 128-256 mm posiadają uprzywilejowany kierunek najdłuższych osi zgodny z kierun-

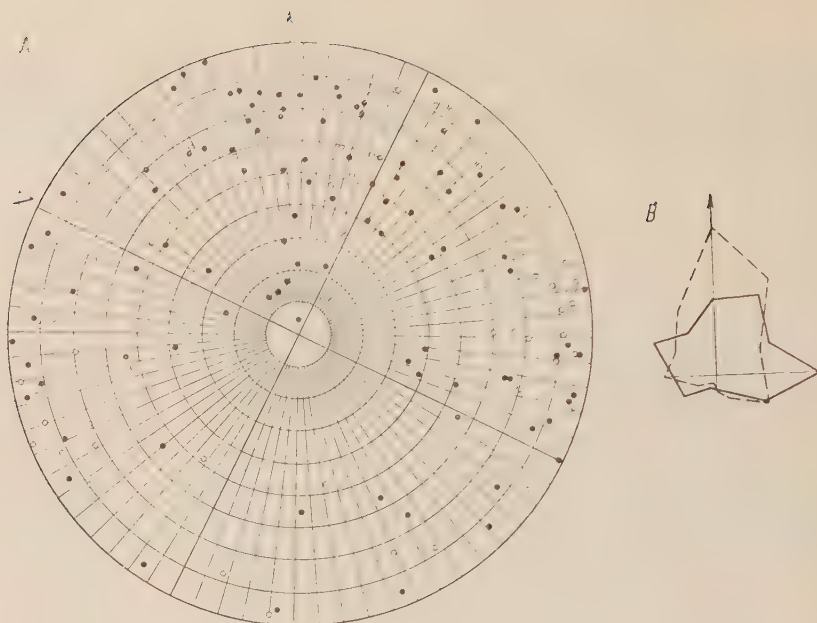


Fig. 16
Orientacja otoczaków w klasie wielkości 64-128 mm
Orientation of pebbles in the 64-128 mm grade
Objaśnienia patrz fig. 15 For explanation see fig. 15

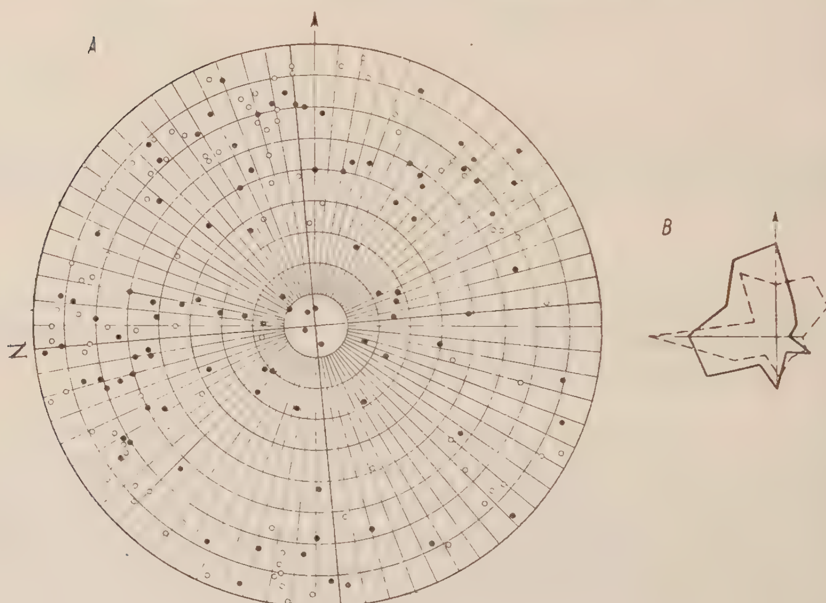


Fig. 17
Orientacja otoczaków w klasie wielkości 32-64 mm
Orientation of pebbles in the 32-64 mm grade
Objaśnienia patrz fig. 15 For explanation see fig. 15

:iem prądu, uprzywilejowany zaś kierunek osi średnich — poprzeczny lo kierunku prądu. Większość płaszczyzn największego przekroju otoczaków pochylona jest pod prąd. Otoczaki frakcji 64-128 mm, która dominue ilościowo w żwirach Dunajca, posiadają orientację odmienną. Uprzywilejowany kierunek najdłuższych osi jest prostopadły do kierunku prądu, natomiast osie średnie ustawione są w większości zgodnie z kierunkiem prądu. Dominują upady płaszczyzn największego przekroju otoczaków skierowane pod prąd. Otoczaki frakcji 32-64 mm posiadają najmniej wyraźną orientację w stosunku do kierunku prądu. Kierunki osi wykazują po kilka maksimów, w związku z czym brak jest wyraźnej orientacji płaszczyzn największego przekroju otoczaków. Zwraca natomiast uwagę częste występowanie bardzo stromych nachyleń osi.

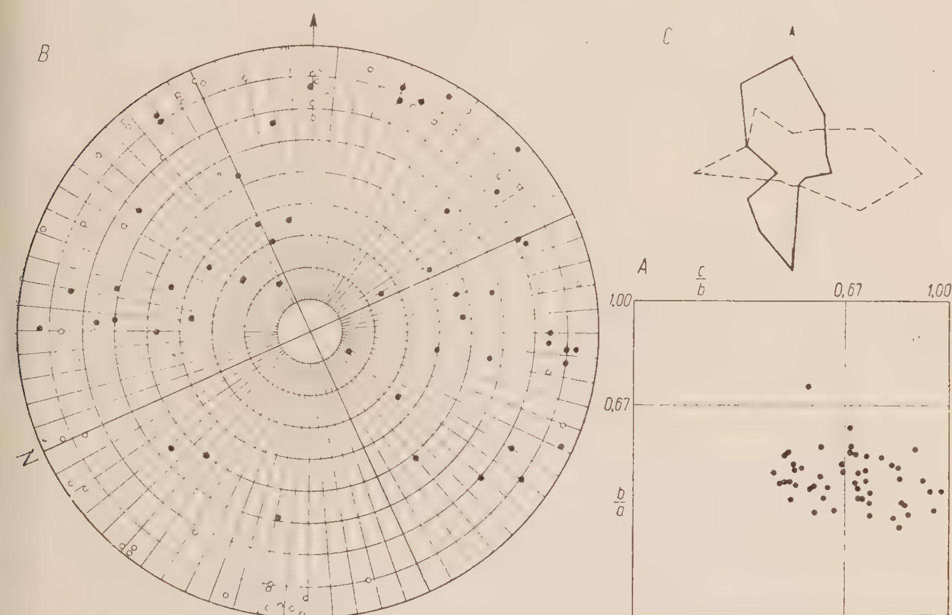


Fig. 18

Orientacja otoczaków wrzecionowatych

A osiowe współczynniki kształtu, *B* diagramy punktowe, *C* sektorowe diagramy sumacyjne; *a* kółka, linie ciągłe — osie najdłuższe; *b* kropki, linie przerywane — osie średnie, *c* — osie najkrótsze. Strzałki wskazują kierunek prądu. N — kierunek północny

Orientation of prolate pebbles

A axial shape coefficients, *B* point diagrams, *C* sector summation diagrams; *a* empty circles and continuous lines show longest axes; *b* dots and broken lines — intermediate axes, *c* — shortest axes. Direction of current indicated by arrows. N — northern direction

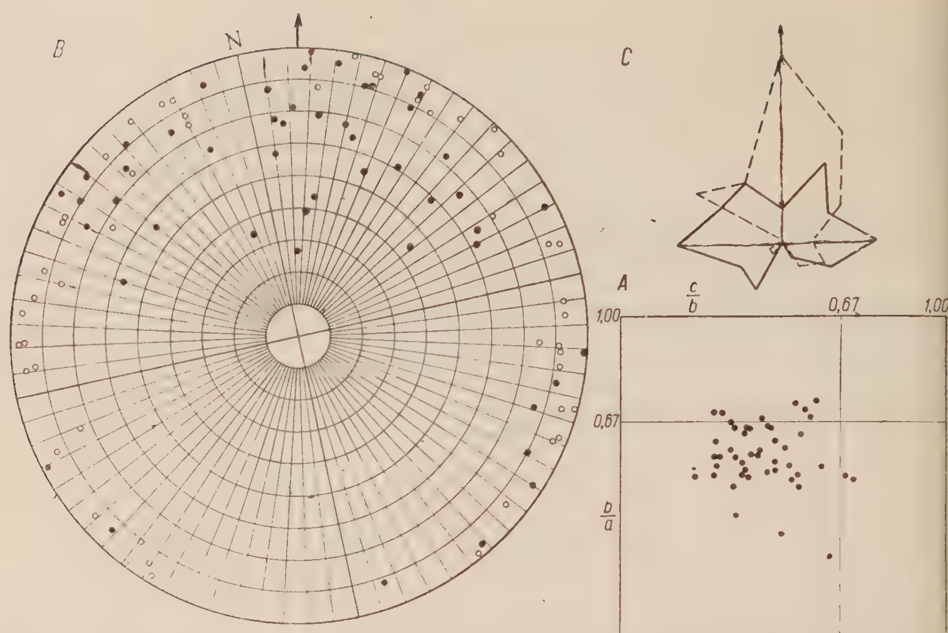


Fig. 19
Orientacja otoczaków elipsoidalnych. *Objaśnienia patrz fig. 18*
Orientation of ellipsoid pebbles. *For explanation see fig. 18*



Fig. 20
Orientacja otoczaków dyskoidalnych. *Objaśnienia patrz fig. 18*
Orientation of discoid pebbles. *For explanation see fig. 18*

Zależność orientacji otoczaków od ich kształtu występuje również bardzo wyraźnie (fig. 18, 19 i 20). Otoczaki wrzecionowate posiadają uprzywilejowany kierunek najdłuższych osi, zgodny z kierunkiem prądu i uprzywilejowany kierunek średnich osi, poprzeczny do kierunku prądu. Najdłuższe osie mogą być nachylone zarówno pod prąd jak i z prądem, w związku z czym płaszczyzny największego przekroju otoczaków też nachylone są pod prąd lub z prądem.

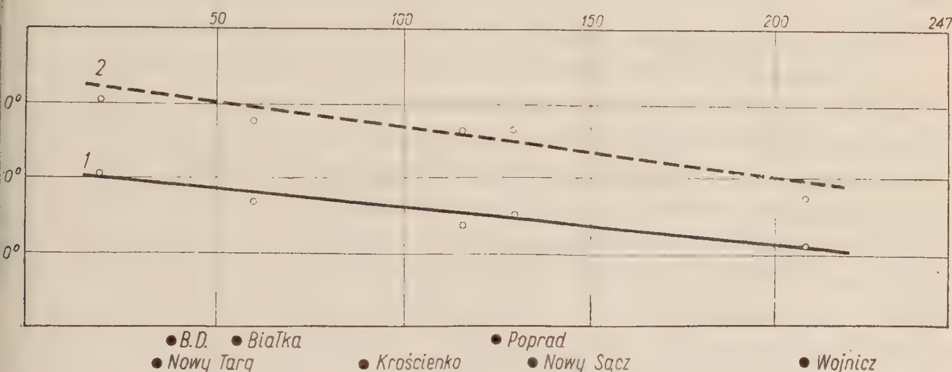


Fig. 21

rednie nachylenie osi otoczaków w klasie wielkości 64-128 mm. *1* osie najdłuższe, osie średnie. Na osi rzędnych — nachylenie w stopniach, na osi odciętych — długość doliny w *km*. Pod rysunkiem: miejsca połączenia się z Dunajcem dopływów iosących materiał tatrzański (*B. D.* Biały Dunajec) oraz położenie ważniejszych miejscowości

Iean axial inclination in the 64-128 mm grade of pebbles. *1* longest axes, *2* interıediate axes, inclination in degrees shown by ordinate, length of valley in *km* y abscissa. Below the drawing; mouths of Dunajec tributaries carrying Tatra material (*B. D.* Biały Dunajec River) and position of more important localities

Otoczaki elipsoidalne wykazują uprzywilejowany kierunek najdłuższych osi, prostopadły do kierunku prądu, oraz bardzo silne maksimum si średnich, ułożonych zgodnie z kierunkiem prądu. Płaszczyzny największego przekroju otoczaków niemal bez wyjątku nachylone są przewnie do kierunku prądu. Otoczaki dyskoidalne wykazują mniejsze różice w orientacji najdłuższych i średnich osi, co wytłumaczyć można nieielkimi różnicami długości tych osi. Płaszczyzny największego przekroju otoczaków ustawione są przeciwnie do kierunku prądu.

Średnie nachylenie osi otoczaków w klasie wielkości 64-128 mm wyosi dla osi najdłuższych 10^0-20^0, dla osi średnich 18^0-30^0 (fig. 21). Są to artości zgodne z nachyleniami otoczaków w żwirach rzecznych podanyi przez Cailleux (1945). Wielkość średniego nachylenia osi otoczaków

maleje w dolnym biegu rzeki. Prawdopodobnie jest to spowodowane coraz gorszym wysortowaniem osadu. Nachylenie otoczaków wywołane jest przez to, że poszczególne otoczaki opierają się o siebie. Jeżeli otoczak oparty jest o inny, równej wielkości otoczak, nachylenie jego będzie bardziej strome niż w przypadku, gdy będzie się on opierał o otoczak mniejszy od siebie.

Mechanizm transportu i depozycji żwirów

Przedstawione wyżej różnice w orientacji otoczaków różnej wielkości i różnego kształtu pozwalają na odtworzenie mechanizmu transportu i sedymentacji żwirów. Poszczególne otoczaki zachowują się w czasie transportu w ten sposób, by ruch ich odbywał się kosztem najmniejszej straty energii przez ośrodek transportujący. Dominującym typem ruchu jest toczenie otoczaków (z wyjątkiem otoczaków sferoidalnych i dyskoidalnych) dookoła ich najdłuższych osi ustawionych poziomo i prostopadle do kierunku prądu (Twenhofel 1939). Z chwilą, gdy rozpoczyna się opadanie wody i spadek szybkości prądu, poszczególne frakcje żwiru, poczynając od najgrubszych, są deponowane. Największe otoczaki, których transport ustaje najwcześniej, zatrzymują się pośród masy toczącego się naprzód drobniejszego materiału, i ustawiają się tak, by stawiać mu jak najmniejszy opór, a więc swym najmniejszym przekrojem prostopadle do kierunku ruchu. Najdłuższe osie są przy tym ustawiane równolegle do kierunku prądu. W ten sposób następuje reorientacja otoczaków, polegająca na tym, że otoczak, który transportowany jest z osią najdłuższą ustawioną poprzecznie do kierunku prądu, ma po depozycji oś najdłuższą ustawioną równolegle do kierunku prądu. Widoczne na diagramie orientacji otoczaków w klasie wielkości 128-256 mm lekkie odchylenie uprzywilejowanego kierunku najdłuższych osi od kierunku prądu spowodowane jest zapewne wpływem bliskości brzegu. Wpływ ten został stwierdzony doświadczalnie przez Kinda i Kucharenkę (1948).

Przy dalszym spadku prędkości osadzana jest frakcja 64-128 mm stanowiąca główną masę osadu. Reorientacja otoczaków w czasie depozycji następuje tu na znacznie mniejszą skalę i orientacja otoczaków pozostaje taka sama jak w czasie transportu. Drobniejsze frakcje składane są pomiędzy większymi otoczakami i dostosowują się do wolnych przestrzeni pomiędzy nimi. Dlatego orientacja osi i płaszczyzn największego przekroju otoczaków w stosunku do kierunku prądu jest u małych otoczaków najmniej zdecydowana.

Wpływ kształtu otoczaków na ich ułożenie zaznacza się w czasie reorientacji ich w momencie depozycji. Otoczaki wrzecionowate ulegają reorientacji w najsilniejszym stopniu, a nadto mają trwałe położenie na-

wet wtedy, gdy ich najdłuższa oś zapada zgodnie z kierunkiem prądu. Otoczaki o innym kształcie ulegają reorientacji w mniejszym stopniu i zachowują ułożenie dachówkowate z upadami płaszczyzn największego przekroju skierowanymi pod prąd.

WNIOSKI

Znajomość przebiegu zmienności cech otoczaków oraz zależności ich orientacji od wielkości i kształtu pozwala na wyciągnięcie wniosków, które mogą być użyteczne przy próbach odtworzenia kierunku transportu i warunków sedymentacji kopalnych żwirów rzecznych.

Żwiry, które przeszły daleki transport, określa się zazwyczaj nazwą żwirów dojrzałych (*mature gravels* w terminologii anglosaskiej). Za najważniejsze wskaźniki dojrzałości żwirów uważane są: skład petrograficzny, kulistość i stopień obtoczenia. Żwiry dojrzałe charakteryzują się nieobecnością otoczaków o małej wytrzymałości mechanicznej i odporności na wietrzenie chemiczne, oraz wysoką kulistością i stopniem obtoczenia.

Rozpatrzmy zmienność tych wskaźników w żwirach doliny Dunajca. Krzywe zmienności: składu petrograficznego (fig. 4), kulistości (fig. 8) i stopnia obtoczenia (fig. 9) podzielić można na trzy strefy: początkową strefę szybkich zmian składu petrograficznego oraz wzrostu stopnia obtoczenia i kulistości, środkową strefę, w której zmienność tych cech jest bardzo niewielka, oraz końcową strefę szybkich zmian wskaźników dojrzałości.

W strefie początkowej zmiany wskaźników dojrzałości spowodowane są głównie mechanicznym niszczeniem otoczaków w czasie transportu. W strefie końcowej zmiany składu petrograficznego spowodowane są przede wszystkim wietrzeniem chemicznym, a zmiany kulistości i stopnia obtoczenia mają charakter wsteczny w stosunku do kierunku zmian zachodzących w strefie początkowej.

W strefie początkowej z przebiegu zmian wskaźników dojrzałości można łatwo określić kierunek transportu i oceniać w przybliżeniu jego długość. Natomiast w strefie środkowej możliwość oceny długości transportu i określenia jego kierunku jest bardzo znikoma. W strefie tej zmienność wskaźników dojrzałości, spowodowana procesami zachodzącymi w czasie transportu, może mieścić się w granicach lokalnej zmienności tych wskaźników w miejscach pobrania prób. W strefie końcowej brak jakichkolwiek kryteriów do oceny długości transportu. Kierunek określić można na podstawie zmienności składu petrograficznego, lecz przy próbach określania kierunku transportu na podstawie zmienności stopnia obtoczenia i kulistości otoczaków można dojść do zupełnie fałszywych wniosków.

Stopień obtoczenia i kulistości otoczaków oraz skład petrograficzny żwiru rozpatrywanego czy to oddzielnie, czy też jako zespół cech mogą więc wystarczyć do oceny długości transportu i określenia jego kierunku. Jedynie w strefie początkowych szybkich zmian wskaźników dojrzałości w górnym biegu rzeki określenie kierunku transportu i ocena jego długości jest możliwa. Należy tutaj wspomnieć, że zdaniem Krynine'a (1942) zmienność cech otoczaków nie może być odnoszona bezpośrednio do długości transportu lub czasu jego trwania. Zmiany cech otoczaków następują najszybciej przy pewnej krytycznej szybkości prądu, różnej dla różnych cech i klas wielkości okruchów tej samej skały czy minerału. Obserwowana zmienność cech odzwierciedla długość trwania transportu przy zachowaniu prędkości krytycznej. Ponieważ szybkość prądu zmienia się w rzece w bardzo szerokich granicach, odnoszenie zmienności cech do bezwzględnej długości transportu obarczone jest zawsze bardzo dużym błędem.

Określenie kierunku transportu kopalnych żwirów rzecznych przeprowadzić można najłatwiej na podstawie pomiarów orientacji otoczaków. Przy planowaniu takich pomiarów i interpretowaniu ich wyników należy brać pod uwagę różnice w zachowaniu się otoczaków różnego kształtu i różnej wielkości.

Zakład Geologii Fizycznej
Akademii Górniczo-Hutniczej
Kraków, w październiku 1956

LITERATURA CYTOWANA

BECKER G. F. 1893. Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 4.

CAILLEUX A. 1945. Distinction des galets marins et fluviatiles. — Bull. Soc. Géol. France, 15.

HALICKI B. 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. V. Warszawa.

— 1947. O właściwej roli kwarcytów w żwirowiskach przedpola Tatr (Sur le rôle des quartzites dans les graviers de l'avant-pays de la Tatra). Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XVII. Kraków.

HORNIŠ E. 1953. Prispevok k vyskumu zavislosti složenia štrkov rieky Hornadu a stupna ich abrazie na dlžke vodneho transportu. — Geol. Sbor., 4.

KARLSTROM T. N. V., 1952. Improved equipment and techniques for orientation studies of large particles in sediments. — Journ. Geol., 60.

KIND N. W. & KUCHARENKO A. A. 1948. K voprosu ob orientirovke galek v rečnom potoke. — Zap. Vses. Min. Obšč., 77.

:LIMASZEWSKI M. 1937. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca (Morphologie und Diluvium des Dunajectales von der Pieninen bis zur Mündung). — Wiad. Służby Geogr. nr 2. Kraków.

:RUMBEIN W. C. 1939. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. — Journ. Geol., 47.

— 1940. Flood gravels of San Gabriel Canyon. — Bull. Geol. Soc. Amer., 51.

— 1941. The effects of abrasion on the size, shape and roundness of rock fragments. — Journ. Geol., 49.

— 1942a. Settling velocities and flume behavior of nonspherical particles. — Amer. Geophys. Union Trans.

— 1942b. Flood deposits of Arroyo Seco. — Bull. Geol. Soc. Amer., 53.

:RUMBEIN W. C. & PETTIJOHN F. J. 1938. Manual of sedimentary petrography. New York.

:RYNINE P. D. 1942. Critical velocity as a controlling factor in sedimentation. — Bull. Geol. Soc. Amer., 53.

IARSHALL P. 1927/28. The wearing of gravels. — New Zealand Inst. Treat., 58.

IATAKIEWICZ M. 1936. Materiał ruchomy w potokach i rzekach i badanie jego ruchu. — Czasopismo Techniczne. Lwów.

IEVIN CH. 1946. Competence of moving water to transport debris. — Bull. Geol. Soc. Amer., 57.

)TTO G. H. 1938. The sedimentation unit and its use in field sampling. — Journ. Geol., 46.

'ETRANEK J. 1952. Vyskum zavislosti složeni šterku Hornadu a stupni jejich abrase na delce vodniho transportu. — Vestn. Ustř. Ust. Geol., 27.

'ETTIJOHN F. J. 1949. Sedimentary Rocks. New York.

'LUMLEY W. 1948. Black Hills terrace gravels. — Journ. Geol., 56.

RUSSEL R. D. & TAYLOR R. E. 1937. The roundness and shape of Mississippi River sands. — Ibidem, 45.

;ARKISJAN S. G. & KLIMOWA L. T. 1955. Orientirovka galek i metody ich izučenia dla paleogeografičeskich postrojenii. — Izd. Akad. Nauk SSSR. Moskva.

;ARKISJAN S. G. & ŠAPOVAŁOVA G. A. 1949. Orientirovka galek dušetskoj svity tretičnych otłożenii Gruzji kak kriterii putej terigennogo snosa materiała. — Dokł. Akad. Nauk SSSR, 47.

'WENHOFEL W. H. 1939. Principles of sedimentation. New York.

VADELL H. 1932. Volume, shape and roundness of rock particles. — Journ. Geol., 40.

— 1934. Shape determination of large sedimental rocks fragments. — Pan-American Geologist, 61.

:INNG T. 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 15.

Р. УНРУГ

СОВРЕМЕННЫЙ ТРАНСПОРТ И СЕДИМЕНТАЦИЯ ГРАВИЯ В ДОЛИНЕ ДУНАЙЦА (ЗАПАДНЫЕ КАРПАТЫ)

(Резюме)

Статья обсуждает изменчивость петрографического состава гравия в долине Дунайца, а также изменчивость величины, степени окатания и шаровидности гальки гранита. Представлена зависимость ориентировки гальки от их величины и формы, а также механизм транспорта и отложения гравия. Автор обсуждает тоже возможность отображения направления транспорта ископаемых речных гравиев и оценки его длины.

R. UNRUG

RECENT TRANSPORT AND SEDIMENTATION OF GRAVELS IN THE DUNAJEC VALLEY (WESTERN CARPATHIANS)

(Summary)

ABSTRACT: Variation in petrographic composition of gravel in the Dunajec River, as well as size, roundness and sphericity variation of granite pebbles are the subject of the present paper. The size and shape control of pebble orientation is described with a discussion on the mechanism of transport and deposition. The possibility of determining transport direction and estimating its length is also presented

The Dunajec has been chosen as a suitable river for studies of transport of clastic material, since its gravels contain pebbles deriving from the Tatra Mts. and therefore the length of their transport may readily be determined (fig. 1). Variation of pebble characteristics has been examined on the example of granite pebbles.

The water level in the Dunajec River is subject to marked variations (fig. 2). It is characterised by rapid rise and somewhat slower fall. The gravel is transported at high water stages only.

Samples for the determination of petrographic composition of gravel, and of the characteristics of pebbles, were collected from a lag gravel layer resting on the surface of the lowermost flood terrace. This layer of lag gravel has been recognised as a sedimentary unit.

Size variation of transported rock fragments

Size variation has been investigated on granite boulders and pebbles and is shown in fig. 3. The abrupt growth of diameters on the 55 km of

the valley is due to coarser material being brought there by the Białka River. The maximal diameters of granite boulders and pebbles have been plotted and compared with the curve presenting diameter reduction according to Sternberg's law which establishes the reduction pattern caused by abrasion of pebbles during transport. Measured diameters agree well with calculated ones in the middle course of the river, but they differ markedly in the upper and lower courses. The increased rate of size reduction results from the combined action of abrasion and selective transport. The action of the latter factor is strongest in sectors where the river gradient decreases.

Variation in petrographic composition of gravel

Measurements have been made in the 64-128 mm grade of pebbles (fig. 4). This grade is quantitatively predominant within the Dunajec gravels and most widely distributed in the river valley. Samples consisted of one hundred pebbles. The rapid elimination of carbonate and metamorphic rocks is due to their small abrasive resistance. The enrichment of gravel in quartzite pebbles is caused by various factors within the different river sectors. In the upper course of the river quartzite pebbles are brought down by Dunajec tributaries from high Pleistocene terraces where quartzites have become enriched owing to the resistance against weathering. In the lower river course the rapid decrease of granite pebbles content is to be explained by weathering. Fig. 5 illustrates the desintegration of granite pebbles in the lower course of the Dunajec.

The behaviour of vein-quartz pebbles is very characteristic. They are, namely, transported in small quantities by the Czarny Dunajec River and, being the most resistant to weathering of all rocks, they concentrate in gravel of the lower river course. Fig. 6 shows the variation in petrographic composition within the 128-256 mm grade of gravel from the uppermost course of the Dunajec. The sequence of elimination of various rock pebbles agrees with that displayed in the 64-128 mm grade. Dolomites constitute approximatively 10 per cent of carbonate rock pebbles (fig. 7). This percentage is out of proportion to the part played by dolomites in the composition of sedimentary Tatra series. This disproportion is possibly caused by strong tectonic brecciation of dolomites, which during transport are easily broken up and ground in the river bed, and soon pass into finer grades.

Variation of sphericity and roundness

Wadell's (1932, 1934) definitions of roundness and sphericity have been here adopted. Samples for determination of these features consisted of 50 pebbles. The sphericity variation is shown in fig. 8. The mean sphe-

ricity increases in the upper and middle river courses showing a marked decrease in the lower river course. The initial sphericity is 0.34. The maximum value of 0.48 is attained after 108 km of transport. At the 208th km of valley length the sphericity is 0.34. Standard deviation and the skewness coefficient of sphericity do not show any systematic changes.

Fig. 9 illustrates roundness variation. Mean roundness grows in the upper and middle river course and decreases in the lower course. The initial roundness is 0.44. The maximum roundness — that of 0.80 — is attained after 130 km of transport. At the 208th km of the valley length the roundness is 0.68. Standard deviation and skewness coefficient of roundness do not show systematic changes. The initial sphericity and roundness are the result of the transport of pebbles within the Tatra stream valleys over a distance of ca. 8 km. This explains their relatively high initial values and the absence of rapid growth of sphericity and roundness during the first few kilometres of transport by the Dunajec.

The decrease of mean sphericity and roundness along the lower river course is not due to breaking of pebbles or to the reduction of their mean diameter within the same grade along the river course. As shown in fig. 10, sphericity of pebbles is indirectly proportionate to their size. The absence of a variation pattern in the standard deviation of sphericity indicates that during transport sorting of pebbles is not controlled by sphericity.

The decrease of sphericity of pebbles along the lower course of the Dunajec may be attributed to the action of sorting controlled by shape. Within each particular grade the volume and weight of pebbles showing low sphericity is smaller than of those with higher sphericity. Hence pebbles with low sphericity ought to be more readily transported by the current. After Nevin (1946) the force of the current is mostly tangential to the river bottom in the case of weak turbulence, while in the case of strong turbulence it is dominantly normal to the river bottom. With imbrication as the predominant pebble arrangement in river gravels, a force acting vertically upwards is needed (fig. 11) in order to set the pebble in motion. Spherical pebbles having a great settling velocity are in this case less readily put into motion than non-spherical pebbles. In the paper mentioned above Nevin asserts that the particle-shape control of current competency is in direct proportion to particle size, and in the case of gravels it attains a 40 per cent value. As is shown in fig. 12, flat, discoidal and ellipsoidal pebbles are concentrated along the lower river course.

Sphericity and roundness are mutual functions of each other. Their interdependence shows a linear character (fig. 13). In the upper river

course roundness increases more rapidly than sphericity. Reduction of roundness occurring in the lower river course, controlled by sphericity reduction, is markedly slower. Roundness is controlled by shape and sphericity only if the pebble has been modelled from a rock fragment, the original form of which was not that of a parallelepipedon. If the pebble had been shaped from a parallel-side rock fragment roundness is not controlled by shape and sphericity (fig. 14).

Orientation of pebbles

With a view of determining the interdependence of the orientation of pebbles and their shape and size, pebble orientation measurements have been made in different grades and shape classes. The samples consisted of 100 pebbles in various grades and 50 pebbles in different shape classes. Measurement data are plotted in polar coordinates diagrams which served as a basis for plotting star diagrams required for interpreting measurement data.

Diagrams plotted for measuring orientation of pebbles of different grades show marked differences (figs 15-17). The 128-256 mm grade pebbles show a preferred orientation of longest axes parallel to the direction of current, while the preferred orientation of intermediate axes is perpendicular to it. The majority of the greatest cross section planes dips up the current. Pebbles of the 64-128 mm grade, which constitute the main bulk of gravel, have the preferred orientation of longest axes perpendicular to the direction of current, while the intermediate axes are parallel to the direction of current. Practically all greatest cross section planes of pebbles dip up the current. The 32-64 mm grade pebbles show least distinct orientation in relation to the direction of current.

The shape-control of pebble orientation is also very obvious (figs. 18-20). Prolate pebbles have the preferred orientation of longest axes parallel to the direction of the current, while the preferred orientation of intermediate axes is perpendicular to the current. The longest axes incline either up- or downstream, whence the greatest cross section planes also dip up- or downstream. Ellipsoidal pebbles have the preferred orientation of longest axes perpendicular to direction of current and a very strong maximum of intermediate axes arranged parallel to the direction of current. Practically all greatest cross section planes of pebbles dip upstream. Discoidal pebbles show less distinct differences in the orientation of the longest and intermediate axes. This is probably caused by similar axial dimensions here. Greatest cross section planes of pebbles dip upstream.

Mean axial inclination of pebbles within the 64-128 mm grade is shown in fig. 21. The measurement data agree with those of Cailleux

(1945). The axial inclination is reduced along the river lower course, this being a result of the poorer sorting of gravel.

The described differences in the orientation of pebbles belonging to various grades and shape classes suggest a mechanism responsible for the transport and deposition of gravel. During transport pebbles behave so as to warrant least loss of energy by the transporting agent. The dominant type of movement here is that pebbles — the spheroidal and discoidal excepted—roll round their longest axes which are horizontal and perpendicular to the direction of current (Twenhofel 1939). As soon as the water level has lowered and the velocity of current is reduced, the various gravel grades are deposited, beginning with the coarsest. The largest pebbles, the first to be deposited out of the great bulk of the still rolling finer material, assume such a position as to warrant minimum resistance viz. with their smallest cross sections perpendicular to the direction of movement. The longest axes are in this case arranged parallel to the direction of current and in this way a re-orientation of pebbles takes place. The slight deviation of the preferred orientation of longest axes from the direction of current, shown in the orientation diagram for the 128-256 mm grade pebbles is probably due to the proximity of the river bank. An experimental confirmation of this influence has been obtained by Kind and Kucharenko (1948).

Upon further velocity reduction the next grade to be deposited is that of 64-128 mm which constitutes the main bulk of gravel. The re-orientation of pebbles during deposition takes place here on a markedly smaller scale, and their orientation remains the same as during transport. The finer grades are deposited among larger pebbles adjusting their position to the vacant free spaces. Hence the orientation of axes and greatest cross section planes is least distinct in the case of small pebbles. The control exercised by the shape of pebbles with respect to their orientation is observable during re-orientation at the moment of deposition. Prolate pebbles are subjected to strongest re-orientation and retain a stable position even when the longest axis inclines downstream. Pebbles with other shapes are less subject to re-orientation.

Conclusions

Petrographic composition, sphericity and roundness are the most diagnostic indices of gravel maturity. Variation curves of these indices relating to the Dunajec gravels may be differentiated into three zones: the initial zone of rapid changes in petrographic composition and increasing roundness and sphericity; the central zone where the variation rate of these indices is very low; and the terminal zone showing rapid changes

of maturity indices. In the latter zone sphericity and roundness of pebbles display retrogressive changes. It is only within the initial zone that direction of transport may be determined and its lenght estimated on ground of the maturity indices variation. In the central zone the maturity indices variation, due to abrasion during transport, may be less marked than their local variation noted at sites of sampling. The determination of direction of transport and an estimate of its lenght are not possible either in the central or in the terminal zone.

The roundness and sphericity of pebbles and the petrographic composition of gravel studied either collectively or individually may not supply adequate evidence to estimate the lenght of transport and determine its direction. Even when this is possible Krynine's (1942) statement should be remembered that characteristics variation in pebbles cannot be directly referred to the length of transport or to the time of its duration. The direction of transport in fossil river gravels is best determined on pebble orientation. In interpreting such measurements, differences in pebble behaviour, controlled by size and shape must be taken into account.

Laboratory of Physical Geology
Academy of Mining and Metallurgy Engineering
in Cracow
Cracow, October 1956

OBJAŚNIENIA DO PLANSZY XLII

DESCRIPTION OF PLATES XLII

Fig. 1

Rysowanie krzyża na otoczaku
Drawing the cross on a pebble

Fig. 2

Odtwarzanie położenia otoczaka. Wzrok wykonawcy skierowany pionowo w dół. Krzyż narysowany na otoczaku powinien być widoczny w szczelinach płytki

Restoration of the position of a pebble. The cross drawn on the pebble should be visible in the slits looking vertically downwards



Fig. 1



Fig. 2

ROMAN NEY

O egzotykach wapieni jurajskich brzeżnej części Karpat i Przedgórza między Sanem i Wiarem

TREŚĆ: Wstęp — Egzotyki wapieni w warstwach inoceramowych — Egzotyki wapieni w utworach mioceńskich Przedgórza — Typy egzotyków wapiennych i ich pochodzenie — Uwagi o paleogeografii strefy Przemyśla-Kruhela — Literatura cytowana

WSTĘP

W czasie wykonywania zdjęcia geologicznego w latach 1954 do 1956 na obszarze Przedgórza i brzeżnej części Karpat między Sanem i Wiarem zwróciły moją uwagę otoczaki i bloki wapieni występujące zarówno w utworach kredowych jak i w osadach mioceńskich (fig. 1).

Z rejonu Kruhela Wielkiego, położonego na południowy zachód od Przemyśla, znane jest duże nagromadzenie wapieni jurajskich, które występują w formie wielkich skałek tkwiących w piaskowcach i łupkach eoceńskich oraz częściowo w warstwach inoceramowych (J. Niedźwiedzki 1876, K. Wójcik 1908, 1913). Oprócz tego dużego skupiska wapieni w Kruhelu Wielkim, mniejsze bloki i otoczaki wapieni typu wapieni skałki kruhelskiej występują na całej przestrzeni Karpat brzeżnych oraz ich Przedgórza między Sanem i Wiarem.

EGZOTYKI WAPIENI W WARSTWACH INOCERAMOWYCH

Szczególnie bogate w egzotyki wapienne są warstwy inoceramowe. Wapienie występują w nich zarówno jako skałki dochodzące do 20 m średnicy, jak również w postaci mniejszych lub większych obtoczonych bloków tkwiących w łupkach pomiędzy warstwami piaskowców.

Większe nagromadzenie bloków wapienia występuje na wzgórzu Helicha na zachód od Grochowiec. Wapienie mają tu formę nieobtoczonych brył o średnicy dochodzącej do 5 m oraz bloków bardzo dobrze obtoczonych o średnicy od kilku centymetrów do jednego metra. Wapie-

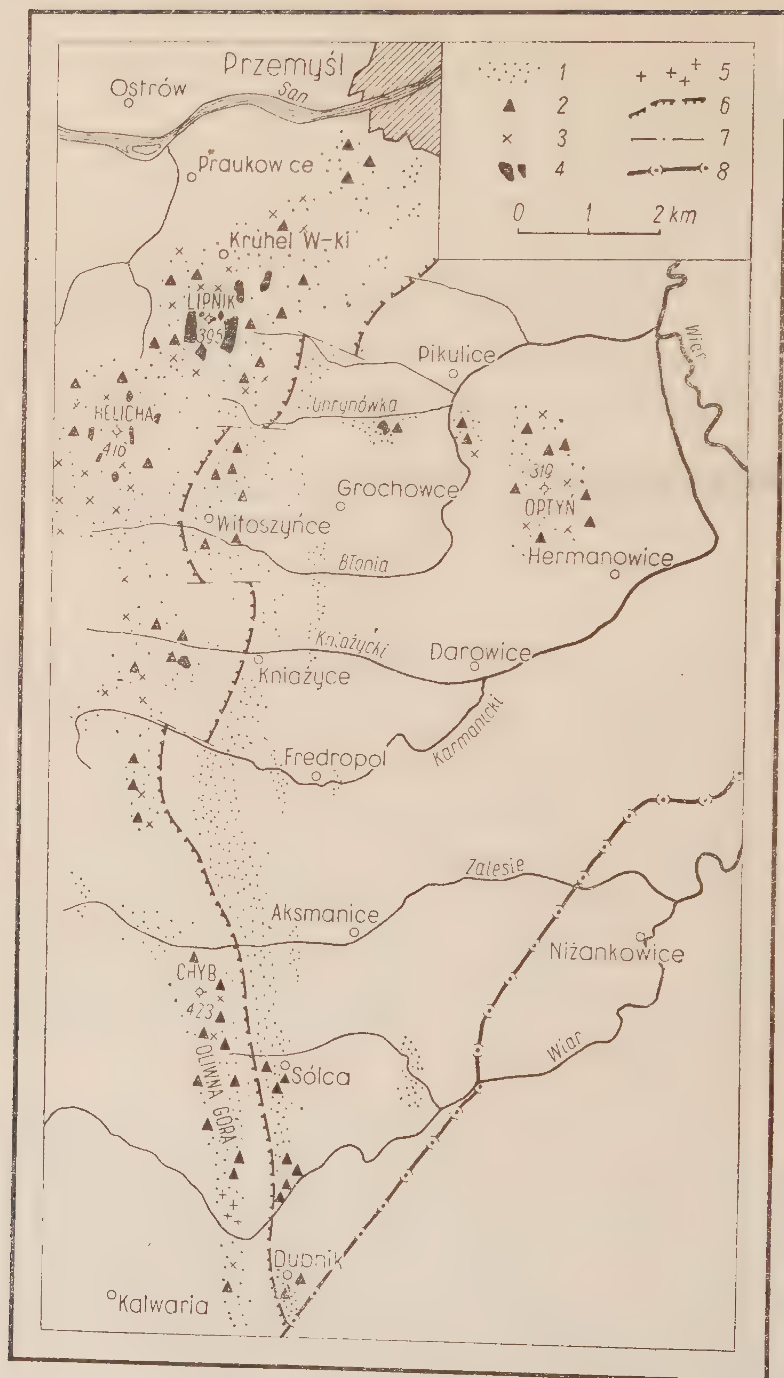

Przemyśl
Ostrów
San
Praukowce
Kruhel W-ki
LIPNIK
395
HELICHA
410
Pikulice
Unrynówka
Grochowce
Witoszyńce
Błonia
319
OPTYŃ
Hermanowice
Kniażycki
Kniażyce
Darowice
Karmanicki
Fredropol
Zalesie
Aksmanice
Niżankowice
CHYB
423
OLIWNA GÓRA
Sólca
Wiar
Dubnik
Kalwaria
1
2
3
4
5
6
7
8
0 1 2 km

Fig. 1

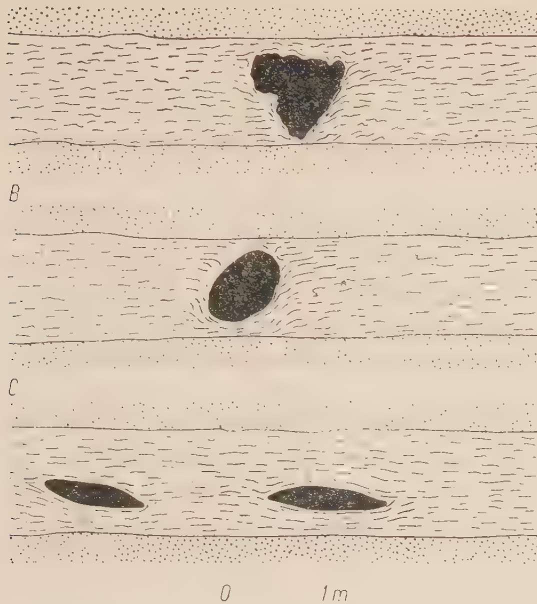


Fig. 2

A niecbtoczony blok wapienia w łupkach między piaskowcami warstw inoceramowych. Góra Chyb pod Aksmanicami. *B* otoczak w łupkach między piaskowcami warstw inoceramowych. Góra Chyb pod Aksmanicami. *C* otoczaki wapienia o kształcie soczewek. Warstwy inoceramowe. Oliwna Góra pod Dubnikiem

A Unabraded limestone block in shales of Inoceramus beds. Mt. Chyb near Aksmanice. *B* limestone pebble in shales of Inoceramus beds. Mt. Chyb near Aksmanice. *C* lenticular limestone pebbles. Inoceramus beds. Mt. Oliwna near Dubnik

---

Fig. 1

Szkic rozmieszczenia egzotyków wapieni jurajskich między Sanem i Wiarem na południe od Przemyśla

1 otoczaki wapieni o średnicy do 0,1 m; *2* otoczaki wapieni o średnicy od 0,1 do 0,5 m; *3* otoczaki i bloki wapieni o średnicy od 0,5 do 1,5 m; *4* bloki i skałki wapieni o średnicy powyżej 1,5 m; *5* otoczaki egzotyków skał magmowych; *6* brzeg nasunięcia Karpat; *7* uskoki; *8* granica Państwa

Schematic map of the distribution of Jurassic limestone exotics between the San and the Wiar rivers, to the south of Przemyśl

1 limestone pebbles with diameter up to 0.1 m; *2* limestone pebbles with diameter ranging from 0.1 to 0.5 m; *3* limestone boulders and blocks with diameter from 0.5 to 1.5 m; *4* limestone blocks with diameter exceeding 1.5 m; *5* exotics of magmatic rocks; *6* margin of Carpathian overhrust; *8* State boundaries

nie zazwyczaj tkwią w serii łupkowo-marglistej warstw inoceramowych. Na zachód od Kniażyc w łupkowej części warstw inoceramowych znajduje się skałka wapienia dziś już prawie całkowicie wyeksploatowana do wypalania wapna przez miejscową ludność. Z zachowanych resztek można wnioskować, że średnica skałki dochodziła do 20 m.

W licznych odkrywkach znajdujących się na zachód od Fredropola przeważają bloki wapieni dobrze obtoczone występujące w wkładkach łupkowych warstw inoceramowych.

Na zachód od Aksmanic i Sólcy znajduje się wzgórze Chyb-Oliwna Góra zbudowane z przebiegających południkowo w kolejnych strefach od zachodu ku wschodowi warstw inoceramowych, pstrych łupków, warstw hieroglifowych oraz łupków menilitowych z rogowcami. Na samym grzbiecie wzgórza, który jest zbudowany z warstw inoceramowych górnych znajdują się niedawno uruchomione łomiki, w których eksploatuje się piaskowce tych warstw do wykładania miejscowych dróg. Biorąc pod uwagę rozmiary i kształt egzotyków wapiennych, można wyróżnić wśród nich trzy typy:

1) Pierwszy typ tworzą bloki bardzo mało obtoczone lub wcale nie obtoczone (fig. 2, A). Ten typ egzotyków wapienia jest stosunkowo najmniej pospolity, jednak rozmiary ich są większe od pozostałych. Ich obtoczenie sprowadza się jedynie do zaokrąglenia najbardziej ostrych krawędzi. Śledząc stosunek tych bloków do łupków warstw inoceramowych można zauważyć, że łupki są wgniecione we wklęsłe części bloku. Prawdopodobnie skałki wapienne w Kniażycach i Grochowcach są tego samego typu, tylko o znacznie większych rozmiarach.

2) Drugi typ przedstawiają bloki obtoczone kuliste albo jajowate (fig. 2, B). Ten typ egzotyków wapienia jest najpospolitszy. Średnica ich waha się od kilku centymetrów do jednego metra. Z reguły są one silnie wgniecione w otaczające je łupki.

3) Trzeci typ egzotyków wapiennych jest bardzo rzadki, jednak nie trudny do zaobserwowania (fig. 2, C). Blok obtoczony ma tu kształt soczewki o stosunku osi krótszej do dłuższej jak 1 : 2 albo jak 1 : 1,5, o grubości zaś od kilku do kilkunastu centymetrów. Długość tych soczewkowatych bloków rzadko kiedy przekracza 1 m. Podobnie jak w poprzednich przypadkach, bloki te są wgniecione w otaczające łupki.

Rzecz charakterystyczna, że bloki wapieni przeważnie występują w łupkach między ławicami piaskowców. Można przypuszczać, że dostały się one do nich niesione prądami zawiesinowymi, choć nie jest wyłączone, że odegrała tu pewną rolę konfiguracja dna morskiego (M. Książkiewicz 1954). Natomiast wgniecenie bloków w łupki nastąpiło zapewne wskutek kompakcji warstw nadległych w czasie diagenezy osadów.

Otoczaki wapieni do 8 cm średnicy występują również w zlepieńcach z otoczakami czerwonych i zielonych fylitów oraz mlecznych kwarców. Zlepieniec tego typu tworzy soczewkowate wkładki w piaskowcach warstw inoceramowych górnych na zachód od Fredropola oraz w Dubniku nad Wiarem.

EGZOTYKI WAPIENI W UTWORACH MIOCEŃSKICH PRZEDGÓRZA

Podobnie jak w warstwach inoceramowych bloki wapieni znajdują się również w miocenie Przedgórza. Największe ich nagromadzenie mamy w helweckich zlepieńcach z Dubnika. Są to gruboławicowe zlepieńce występujące w formie wielkich soczew w spągu warstw stebnickich (helwet?-dolny torton). Klasyczne odsłonięcie zlepieńców znajduje się w Dubniku nad Wiarem (pl. XLIII, fig. 1). Występują one również w Sólcy i Witoszyńcach. Jednym z głównych składników zlepieńców z Dubnika są otoczaki wapieni (pl. XLIII, fig. 2), średnica ich dochodzi niejednokrotnie do 15 cm. Oprócz otoczaków wapieni w zlepieńcach tych występują również otoczaki silnie zdiagenezowanych łupków zielonych i czerwonych, mlecznych kwarców, ciemnych skał krystalicznych oraz nieliczne otoczaki skał karpackich.

W leżących powyżej piaskowcach warstw stebnickich znajdują się drobne otoczaki wapieni dochodzące do około 3 cm średnicy.

Otoczaki wapieni znane są również z leżących nad warstwami stebnickimi dolno-tortońskich warstw balickich, gdzie wchodzą one w skład zlepieńców, które w formie soczewek leżą przeważnie w spągowej części tych warstw.

Znaczne nagromadzenie otoczaków i bloków wapieni znajduje się w leżących nad warstwami balickimi środkowo-tortońskich zlepieńcach radyckich na wzgórzu Optyń w Pikulicach. Według obliczeń przeprowadzonych w terenie otoczaki wapieni stanowią tu około 7% składników tych zlepieńców. Średnica ich nierzadko dochodzi do 50 cm. Prócz nich widzimy tu również bloki wapieni o średnicy około 1 m.

W osadach mioceńskich Przedgórza tu i ówdzie znane są również większe skałki. Na północ od Grochowiec nad potokiem Uhrynówka znajduje się w warstwach stebnickich skałka wapienia dziś już prawie zupełnie wyeksploatowana. Na powierzchni zdradza ją jedynie rumosz wapienny. Ślady te wskazują, iż średnica skałki wynosiła około 50 m.

W utworach młodszych od zlepieńców radyckich, to jest w górnotortońskich iłach pokuckich górnych oraz dolno-sarmackich warstwach z Chraplic, występujących w rejonie Jaksmanic (miejscowość położona na wschód od Pikulic poza obrębem mapki), nie obserwowałem egzotyków wapieni (Ney 1954, 1957).

TYPY EGZOTYKÓW WAPIENNYCH I ICH POCHODZENIE

Większość egzotyków wapieni, które występują w warstwach inoceramowych oraz w utworach mioceńskich, przedstawia jednakowy typ skały. Są to wapienie jasne, czasem kremowe oraz nieco różowawe. Poszczególne otoczaki i bloki wapienia są bardzo silnie spękane. Miejscami są w nich liczne kryształki kalcytu oraz skupienia krzemionki ułożone w skale w formie małych konkrecji i sekrecji. Makroskopowo widoczne są w nich szczątki korali i ramienionogów. Przy pomocy badań mikroskopowych można wyróżnić trzy typy litologiczne:

1. Wapień otwornicowy średnio i grubokrystaliczny o strukturze organogenicznej. Liczne otwornice ułożone są nieregularnie. Poza tym widoczne są konkrecje krzemionkowe.

2. Wapień otwornicowy drobnokrystaliczny. Widoczne w szlifie otwornice ułożone są grupkami. Rzadko obserwuje się krynoidy.

3. Wapień krynoidowy od drobno do grubokrystalicznego. Obok krynoidów w szlifie widoczne są bardzo rzadko otwornice. Liczne są tu konkrecje i sekrecje krzemionkowe oraz szczątki korali.

Ponadto w utworach mioceńskich Przedgórza pospolite są również otoczaki i bloki wapienia białego, czasem nieco zielonkawego, drobnoziarnistego, zbitego. Niekiedy widoczne są w nim źle zachowane korale i inne skamieniałości.

Dla porównania egzotyków wapiennych występujących w warstwach inoceramowych oraz w utworach mioceńskich Przedgórza z wapieniami skałki kruhelskiej, zostały z niej wykonane szlify mikroskopowe. Dla porównania pobrałem materiał z wapieni znajdujących się w łomie położonym na wzgórzu Lipnik (kota 395 m) na południe od Kruhela Wielkiego. W łomie tym znajdują się wapienie jasne, czasem nieco kremowe, miejscami margliste ze szczątkami amonitów oraz ramienionogów. Wapienie te wykazują bardzo silne strzaskanie, tak że niejednokrotnie tworzą one pewnego rodzaju brekcję tektoniczną. Partie zwietrzałe tej skały posiadają charakterystyczne gruzełkowate powierzchnie. Wapienie te głównie na podstawie amonitów zostały zaliczone przez K. Wójcika (1913) do oksfordu. Na podstawie badań tych wapieni w szlifach mikroskopowych można wyróżnić:

1. Wapień krynoidowy grubokrystaliczny. W szlifie widoczne są w nim oprócz krynoidów szczątki gąbek i korali. W kilku szlifach obok krynoidów stwierdziłem otwornice. Nie rzadko znajdują się w nim konkrecje krzemionkowe.

2. Wapień otwornicowy o strukturze organogenicznej od drobno do grubokrystalicznego. Widoczne w szlifie otwornice ułożone są tu grupkami bądź też nieregularnie. W niektórych szlifach obok otwornic znajdu-

ą się krynoidy. Wtedy wapienie te stanowią typ pośredni pomiędzy wapieniem otwornicowym i krynoidowym.

Otoczaki i bloki wapieni znajdowane w warstwach inoceramowych Karpat oraz w utworach mioceńskich Przedgórza rejonu Przemyśla znane są pod nazwą wapieni sztramberskich (B. Böhm 1939, H. Teisseyre 1936, L. Watycha 1946). Nie znaczy to jednak, aby wszystkie egzotyki wapienne znajdujące się na omawianym terenie były typowym wapieniem sztramberskim. Ostatnio M. Książkiewicz (1956) zwraca uwagę na to, że w Karpatach terminem „wapień sztramberski" bywają określane nie tylko typowe wapienie rafowe tytonu, ale również i inne wapienie jurajskie.

Opisane powyżej egzotyki wapieni z warstw inoceramowych oraz z utworów mioceńskich posiadają prawdopodobnie wspólne źródło z wapieniami skałki kruhelskiej. Wapienie otwornicowe, krynoidowe oraz otwornicowe-krynoidowe, z których składa się większość egzotyków występujących w warstwach inoceramowych oraz w utworach mioceńskich Przedgórza, należą prawdopodobnie do oksfordu, wapienie zaś białe z koralami odpowiadają zapewne wapieniom tytonu skałki kruhelskiej.

W zlepieńcach z Dubnika oraz w warstwach stebnickich prócz otoczaków wapiennych znajduje się również nieliczny materiał z warstw inoceramowych. Wynika z tego, że pewna ilość otoczaków wapieni znajdujących się w miocenie pochodzi z rozmycia warstw inoceramowych. Jeżeli jednak porównamy ilość otoczaków wapieni, jakie widzimy w zlepieńcach z Dubnika oraz w warstwach stebnickich z ilością otoczaków i bloków wapieni, jakie mamy w warstwach inoceramowych, to wydaje się, że warstwy inoceramowe nie były głównym źródłem wapieni dla morza mioceńskiego. Prawdopodobnie w bezpośrednim kontakcie z morzem mioceńskim, w naszym przypadku helweckim i dolno-tortońskim, musiały występować odsłonięcia wapieni jurajskich i one to obok warstw inoceramowych dostarczyły otoczaków i brył wapieni do osadów mioceńskich.

UWAGI O PALEOGEOGRAFII STREFY PRZEMYŚLA-KRUHELA

W oparciu o prace głównie K. Wójcika (1908, 1913) i M. Książkiewicza (1956) zarysowuje się dziś już nieco wyraźniej obraz stosunków paleogeograficznych w strefie Przemyśla-Kruhela w okresie sedymentacji warstw inoceramowych oraz utworów mioceńskich.

Północny brzeg morza górno-kredowego, w którym osadzały się warstwy inoceramowe, był zbudowany z utworów jurajskich od batonu do tytonu włącznie. Utwory batonu rozwinięte w facji piaszczystej transgredowały bezpośrednio na triasie, pod którym znajdowały się osady karbonu i dewonu. Zarówno skały paleozoiczne jak i triasowe wapienie i do-

lomity występujące w strefie Kruhela jako egzotyki K. Wójcik (1908) wiąże z odpowiadającymi im ogniwami stratygraficznymi obszaru śląsko-krakowskiego. Charakter osadów jurajskich oraz ich fauna przemawia za tym, że transgresja jurajska do strefy Przemyśla-Kruhela przyszła z północnego zachodu. Wskazują na to również materiały geologiczne wierceń, które w ostatnich latach były wykonane przez Przemysł Naftowy na Przedgórzu, w widłach Wisły i Sanu. W tytonie po ustąpieniu morza północnego, na północ od geosynkliny karpackiej zarysował się ląd, u brzegów którego nastąpił rozwój raf sztramberskich. Jurajskie morze strefy Przemyśla-Kruhela nie było zamknięte. W keloweju morze strefy kruhelskiej dotarło do Dobrudży przynosząc z sobą tam faunę jury epikontynentalnej Europy Środkowej. W oksfordzie zaś, jak wskazuje na to fauna, miało ono połączenie z jurajskim morzem strefy Bachowic (M. Książkiewicz 1956).

W czasie sedymentacji warstw inoceramowych morze górno-kredowe strefy Przemyśla-Kruhela zetknęło się na północy nie tylko z utworami jurajskimi, ale również z ich podłożem mezozoiczno-paleozoicznym oraz krystalicznym, zapewne przedkambryjskim (fig. 3, A). Za tym ostatnim wnioskiem przemawiają otoczaki zielonych i czerwonych fylitów i mlecznych kwarców dość często spotykane w warstwach inoceramowych.

W trzeciorzędzie do osadów fliszowych w dalszym ciągu dostaje się materiał egzotyczny w postaci wapieni, fylitów, gnejsów, kwarców oraz innych skał krystalicznych.

W dolnym miocenie wskutek ruchu dźwigającego Karpaty następuje przemieszczenie się morza w kierunku północnym, do zarysowującego się w tym czasie zapadliska przedkarpackiego. W tym okresie osadzają się utwory przykarpackiej formacji solonośnej.

Ruch dźwigający Karpaty trwa dalej przy równoczesnym zapadaniu się Przedgórza. Dlatego w helwecie i dolnym tortonie morze, w którym osadzały się zlepieńce z Dubnika, warstwy stebnickie i balickie, w stosunku do morza górno-kredowego a nawet dolno-mioceńskiego było położone bardziej na północ (zob. fig. 3, B). Podłoże jury w tym okresie było stopniowo przykrywane osadami, tak że ilość materiału starszego od jury w zlepieńcach z Dubnika oraz w warstwach stebnickich maleje ku górze. Same zaś skały jurajskie w morzu helweckim i dolno-tortońskim zapewne występowały w formie wysp, które zostały zniszczone przed środkowym tortonem (zob. fig. 3, C), bowiem od środkowego tortonu w osadach miocenu strefy Przemyśla przeważa wybitnie materiał karpacki, który w niewielkiej ilości zaznacza się już w zlepieńcach z Dubnika i warstwach stebnickich.

Ponieważ w zlepieńcach radyckich materiał karpacki wybitnie przeważa (udział jego w zlepieńcach wynosi około 93%), można przypuszczać,

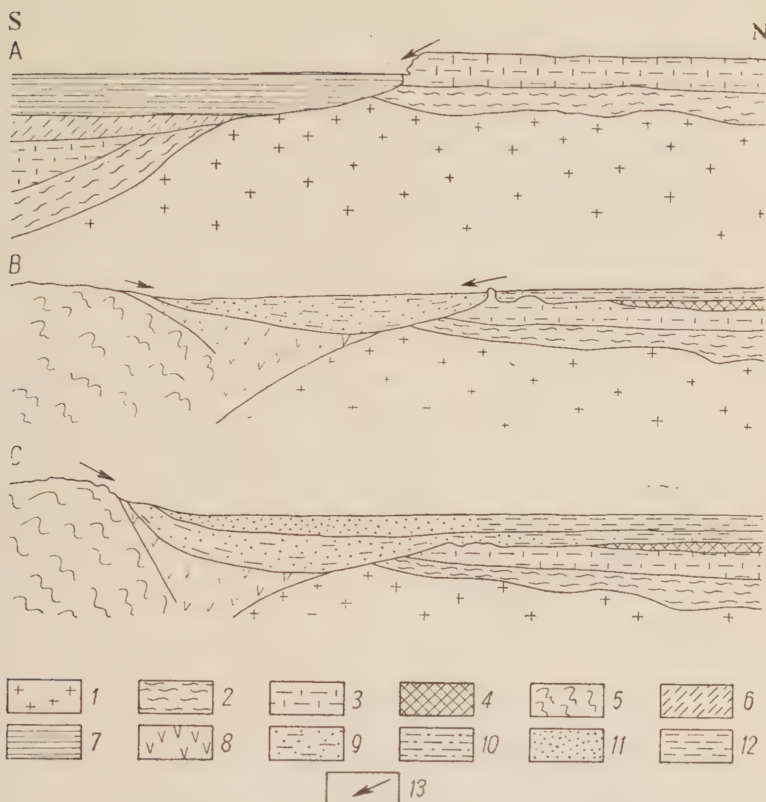


Fig. 3

Niektóre etapy z rozwoju paleogeografii strefy Przemyśla-Kruhela

A kreda górna. Okres sedymentacji warstw inoceramowych. *B* helwet-torton dolny. Okres sedymentacji zlepieńców z Dubnika, warstw stebnickich i balickich. *C* torton środkowy. Okres sedymentacji zlepieńców radyckich

1 krystalinik, *2* paleozoik, *3* mezozoik (jura i trias), *4* kreda przedmurza, *5* utwory fliszowe Karpat, *6* kreda dolna Karpat, *7* kreda górna Karpat (warstwy inoceramowe), *8* miocen dolny (formacja solonośna), *9* helwet-dolny torton (zlepieńce z Dubnika, warstwy stebnickie i balickie), *10* torton dolny (warstwy baranowskie), *11* torton środkowy (zlepieńce radyckie), *12* torton środkowy (iły pokuckie), *13* kierunek transportu materiału

Some stages of the palaeogeographic evolution of the Przemyśl-Kruhel belt

A Upper Cretaceous, Sedimentation of Inoceramus beds. *B* Helvetian-Lower Tortonian. Sedimentation of Dubnik conglomerates and the Stebnik and Balice beds. *C* Middle Tortonian. Sedimentation of Radycz conglomerates

1 Crystallinicum, *2* Palaeozoic, *3* Mesozoic (Jurassic and Triassic), *4* Foreland Cretaceous, *5* Carpathian Flysch deposits, *6* Carpathian Lower Cretaceous, *7* Carpathian Upper Cretaceous (Inoceramus beds), *8* Lower Miocene (saltbearing formation), *9* Helvetian-Lower Tortonian (Baranów beds), *11* Middle Tortonian (Radycz conglomerates), *12* Middle Tortonian (Pokucie clays), *13* transport direction of material

że w czasie środkowego tortonu w strefie Przemyśla morze nie kontaktowało z utworami jurajskimi. Wapienie jurajskie, które znajdują się w zlepieńcach radyckich, dostały się do niego wskutek intensywnej w tym czasie denudacji zawierających je utworów fliszowych Karpat.

W dzisiejszym swym położeniu, utwory trzeciorzędowe brzegu Karpat Przemyskich oraz starsze utwory mioceńskie są przesunięte w kierunku północnym w stosunku do swego obszaru sedymentacji (Tokarski 1956). Resztki struktury, z której pochodzą poprzednio opisane egzotyki, jeżeli zostały zachowane, mogą się dziś znajdować pod nasuniętymi od południa utworami płaszczowiny skolskiej.

Egzotyki wapieni jurajskich są charakterystyczne nie tylko dla opisanego obszaru między Sanem a Wiarem. Występują one również na południu, w okolicach Dobromila i Chyrowa. Mam tu na myśli zlepieńce radyckie na wzgórzu Radycz koło Dobromila, serię piaszczystą warstw stebnickich, zlepieniec dobromilski eocenu fliszowego, niektóre partie pstrej serii eoceńskiej oraz warstwy inoceramowe. Niekiedy pojawiają się większe skałki wapieni, jak ma to miejsce w Jamie Dolnej.

Katedra Złóż Ropy i Gazu AGH
Kraków, październik 1956

LITERATURA CYTOWANA

BÖHM B. 1939. O tortonie przedgórza Karpat w okolicy Felsztyna (Sur le Tortonien de l'avant pays des Karpates dans la région de Felsztyn, feuille de Sambor). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 17. Warszawa.

FRIEDBERG W. 1901. Atlas Geologiczny Galicji, z. XIX. Kom. Fizj. Ak. Um. Kraków.

KSIĄŻKIEWICZ M. 1954. Warstwowanie frakcjonalne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXII, z. 4. Kraków.

— 1956. Jura i kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). — Ibidem, t. XXIV, z. 2-3. Kraków.

NEY R. 1954. Geologia okolic Fredropola z uwzględnieniem możliwości występowania złóż gazu ziemnego (niepubl.) Kraków.

— 1957. O miocenie na przedgórzu Karpat między Przemyślem a Chyrowem (The Miocene in the Carpathian foreland between Przemyśl and Chyrów). — Przegląd Geol. z. 1. Warszawa.

NIEDŹWIEDZKI J. 1876. Spostrzeżenia geologiczne w okolicy Przemyśla. — Kosmos 1. Lwów.

— 1901. Przyczynek do geologii pobrzeża Karpat przemyskich. — Ibidem, 26. Lwów.

SZAJNOCHA W. 1901. Atlas Geologiczny Galicji, z. XIII, Kom. Fizj. Ak. Um. Kraków.

TEISSEYRE H. 1936. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych na przedgórzu ark. Sambor i Dobromil w 1935 r. (niepubl.) Lwów.

TOKARSKI A. 1956. Problem płytkiego rozpoznania sigmoidy przemyskiej (niepubl.) Kraków.

WATYCHA L. 1946. Geologia północnej części ark. Dobromil (niepubl.) Kraków.

WIŚNIOWSKI T. 1908. Atlas Geologiczny Galicji, z. XXI. Kom. Fizj. Ak. Um. Kraków.

WÓJCIK K. 1908. Exotica fliszowe Kruhela Wielkiego koło Przemyśla. — Spraw. Kom. Fizj. Ak. Um., seria B, t. 42. Kraków.

— 1913. Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem. — Rozpr. Ak. Um., seria B. Kraków.

Р. НЕЙ

О ЭКЗОТИКАХ ЮРСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ КРАЕВОЙ ЧАСТИ КАРПАТ И ИХ ПРЕДГОРЬЯ МЕЖДУ САНОМ И ВЯРОМ

(Резюме)

В иноцерамовых слоях флиша Карпат и в миоценовых образованиях Предгорья (конгломераты из Дубника, стебницкие слои, балицкие слои и радыцкие конгломераты) были констатированы многочисленные известняковые экзотики, похожие на известняки из известного утёса в Кругеле близ Пшемысля.

Источником этих экзотиков в миоценовых отложениях были размываемые иноцерамовые слои. Другим источником материала был размываемый в это время построенный известняками берег,находящийся далее на севере.

R. NEY

ON EXOTICS OF JURASSIC LIMESTONES FROM THE MARGINAL CARPATHIAN AREA AND THE FORELAND BETWEEN THE SAN AND THE WIAR RIVERS

(Summary)

Limestone exotics are encountered within the Upper Cretaceous Inoceramus beds in the marginal area of the Flysch Carpathians, south of Przemyśl, between the river San and the river Wiar (fig. 1). They occur as major klippen rocks some tens of metres in diameter, or as more or less rounded blocks (fig. 2). As a rule they are embedded within the shale-marly series of Flysch Inoceramus beds. Furthermore they are similarly found within Miocene Foreland formations. Their rather im-

portant concentration has been noted in Helvetian Dubnik conglomerates (pl. XLIII), where they occur as pebbles with size up to 15 cm. Limestone pebbles are also found in the overlying Stebnik beds (Helvetian-Lower Tortonian), and in Lower Tortonian Balice beds. The occurrence of limestone blocks and pebbles within Middle Tortonian Radycz conglomerates on the Optyń Hill in Pikulice is not frequent.

By means of petrographic research studies the presence has been ascertained there of the following varieties of limestones: crinoidal and foraminiferal limestones corresponding to Oxfordian Kruhel Klippen limestones; white coral limestones corresponding to Stramberg Tithonian limestones, recorded from Kruhel by Wójcik (1908).

Material from Inoceramus beds is also to be found within Dubnik conglomerates and Stebnik beds. Hence the suggestion that some limestone pebbles occurring within Miocene deposits are derived from outwashed Inoceramus beds. The amount of limestone pebbles found within Miocene deposits indicates that these limestones are not mainly referable to Inoceramus beds. Papers by K. Wójcik (1908, 1913) and M. Książkiewicz (1956) suggest the following palaeogeographical pattern prevailing within the Przemyśl-Kruhel belt: Inoceramus beds sediment in the Upper Cretaceous marginal area of the Carpathian geosyncline; Jurassic and Palaeozoic formations and even the crystalline substratum of the northern marginal area of the Carpathian geosyncline (fig. 3a) are responsible for the presence of exotics in Inoceramus beds, northern terrigeneous material continued being deposited within Tertiary rocks.

During the Lower Miocene in the foreland of the uplifting Carpathians a depression is observable where the saltbearing deposits were sedimented. During Helvetian and Lower Tortonian time a northward sea transgression took place. Crystalline material from the substratum was first introduced into sedimentary deposits. These subsequently overlaid the substratum. Jurassic islands, however, continued being the source supplying limestone exotics (fig. 3, B). In the Middle Tortonian, Jurassic outcrops had been already overlaid (fig. 3, C). Flysch Carpathian deposits, which were then undergoing strong denudation, supplied the material (limestone exotics among others) for Radycz conglomerates.

Institute of Oil and Gas Beds
Academy of Mining and Metallurgy
in Cracow
Kraków, October 1956

OBJAŚNIENIA DO PLANSZY XLIII

DESCRIPTION OF PLATES XLIII

Fig. 1

Skałka zlepieńców z Dubnika nad Wiarem

Widoczne strome zapadanie ławic ku zachodowi. Strzałka wskazuje miejsce, gdzie wykonano zdjęcie fig. 2

Steep westward dip of layers. Arrow indicates site where phot. No. 2 was taken

Fig. 2

Dubnik nad Wiarem. Fragment wietrzejącej ławicy zlepieńców. Widoczne białe otoczaki wapieni

Fot. autor

Dubnik on the Wiar. Fragment of weathering conglomerate layer and white limestone pebbles



Fig. 1

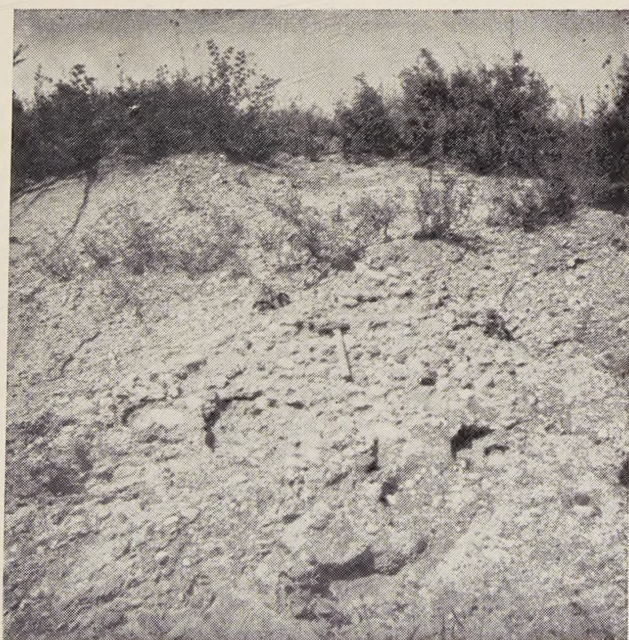


Fig. 2